

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS MEUBLES
ET RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE QUATERNAIRE DE LA
RÉGION DU RÉSERVOIR EASTMAIN-1, BAIE JAMES, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
DANIEL BROSSEAU

JUIN 2008

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

En premier lieu, j'aimerais remercier mon directeur, Dr Robert-André Daigneault, qui m'a accompagné sur le terrain et qui a bien voulu être disponible le plus souvent possible pour suivre de près ma rédaction ainsi que pour clarifier et discuter de mes idées. En deuxième lieu, je remercie ma co-directrice, Dr Michelle Garneau, qui m'a fait confiance et qui a crû en moi en m'offrant la responsabilité du volet géomorphologie glaciaire et carbone inorganique dans les dépôts meubles du projet Eastmain-1. Je suis très reconnaissant envers Alain Tremblay et Hydro-Québec d'avoir financé cette recherche de maîtrise.

Le résultat de l'ouvrage cartographique et la réalisation de certaines figures n'auraient pu être aussi bien réussis, sans la volonté et l'aide d'André Parent (dept. de géographie). Je remercie également Dr Jean-François Hélie (GEOTOP), Dr Jacques Schroeder (dept. de géographie) et Julien Fortier (ISE) pour avoir discuté des différents processus de la dissolution de la calcite et d'avoir commenté les figures et les résultats. Merci à Hans Asnong (GEOTOP) qui a participé aux analyses préliminaires des carbonates. Merci à Simon van Bellen pour la préparation du matériel pour les datations au radiocarbone, ainsi que leur calibration. Merci à Gabrièle Guay pour avoir géoréférencé les images aériennes, pour son assistance et son dynamisme unique sur le terrain ainsi qu'en laboratoire. Merci également à Anne Quillet pour son assistance lors d'une brève campagne de terrain à La Grande. Merci à Luc Pelletier (GEOTOP) pour son excellent travail de logistique, spécialement sur le terrain. Je suis également reconnaissant envers Patrick Lamoureux, Marilou Fleury et Olivier Caron pour l'apprentissage des différentes méthodes de laboratoire. Je remercie Pierre-Luc Dallaire pour la disponibilité des différentes données d'altitude des tourbières.

Merci à Julie Loisel, la femme de ma vie, celle qui m'a le plus encouragé dans les moments difficiles, celle qui m'a aidé à mettre mes idées au clair et celle qui a toujours crû en moi. Merci à mes parents pour leur support moral et financier durant toutes mes études. Merci à toute l'équipe du projet des gaz à effet de serre de Eastmain-1 et à tous ceux qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire.

À la mémoire d'Éric Ménard.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	II
LISTE DES FIGURES	VI
LISTE DES TABLEAUX	IX
LISTE DES ABRÉVIATIONS SIGLES ET ACRONYMES	X
RÉSUMÉ	XI
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: RÉGION D'ÉTUDE, APPROCHE ET MÉTHODOLOGIE	3
1.1 Objectifs	4
1.2 Localisation	4
1.3 Cadre physique	5
1.3.1 Physiographie	5
1.3.2 Hydrographie	6
1.3.3 Géologie du substratum	7
1.4 Travaux antérieurs	10
1.4.1 Cadre régional	10
1.4.2 Historique du secteur Eastmain-1	15
1.5 Méthodologie	17
1.5.1 Travaux préparatoires	17
1.5.2 Travaux de terrain	18
1.5.3 Travaux de laboratoire	21
CHAPITRE II: L'ÉROSION GLACIAIRE	24
2.1 Les formes d'érosion	24
2.1.1 Mésoformes	24
2.1.2 Microformes	27
2.2 Les mouvements glaciaires régionaux	30

CHAPITRE III: LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES _____ 32

3.1 Les dépôts glaciaires _____	32
3.1.1 Le till _____	32
3.1.1.1 Le till de fond _____	32
3.1.1.2 Le till d'ablation _____	37
3.1.2 Le till des moraines de De Geer _____	39
3.2 Les dépôts d'origine fluvioglaciaire _____	42
3.2.1 Sédiments de contact glaciaire _____	42
3.2.2 Sédiments proglaciaires _____	45
3.3 Dépôts marins _____	46
3.3.1 Sédiments mis en place en eau profonde _____	46
3.3.2 Sédiments littoraux et pré-littoraux _____	49
3.3.2.1 Dépôt littoraux _____	50
3.3.2.2 Dépôts pré-littoraux _____	52
3.3.3 Sédiments deltaïques _____	54
3.4 Dépôts éoliens _____	55
3.5 Dépôts alluviaux _____	57
3.6 Dépôts organiques _____	58

CHAPITRE IV: ESTIMATION DE LA QUANTITÉ DE CARBONE INORGANIQUE DANS LES DÉPÔTS SUPERFICIELS DU SECTEUR ENNOYÉ PAR LE RÉSERVOIR EM-1 _____ 60

4.1 Sources rocheuses potentielles de carbone inorganique _____	61
4.2 Origine du carbone inorganique dans les sédiments quaternaires _____	63
4.3 Résultats des analyses sur le terrain et en laboratoire _____	64
4.4 Estimation du carbone inorganique dans les unités de surface quaternaires _____	67
4.5 Implications des résultats et travaux à venir _____	72

CHAPITRE V: PALÉOGÉOGRAPHIE DU QUATÉNAIRE _____ 74

5.1 Les anciens écoulements du secteur EM-1 _____	74
5.2 Les écoulements glaciaires du Wisconsinien _____	76
5.3 Les dépôts et les formes associées à la glaciation wisconsinienne _____	78

5.4 La déglaciation	79
5.4.1 Le patron de la déglaciation	79
5.4.2 L'épisode de la Mer de Tyrrell	83
5.4.2.1 Extension et limite de la Mer de Tyrrell	83
5.4.2.2 Les dépôts associés à l'épisode marin	85
5.4.2.3 L'exondation des terres	90
5.5 Les processus actuels	94
CONCLUSION	96
APPENDICE A	98
APPENDICE B	100
APPENDICE C	103
BIBLIOGRAPHIE	105

LISTE DES FIGURES

Chapitre I

Figure 1.1 Localisation du secteur à l'étude et des principales routes à l'est de la Baie James. _____	5
Figure 1.2 Physiographie régionale. _____	6
Figure 1.3 Hydrographie, topographie régionale et secteur à l'étude. _____	8
Figure 1.4 Géologie de la région du Réservoir Opinaca et la rivière Eastmain (Grand-Détour). _____	9
Figure 1.5 Patron de l'Inlandsis laurentidien vers 7,7 ka ¹⁴ C BP et vêlage d'icebergs. _____	12
Figure 1.6 Localisation des principaux sites de validation, de quelques références spatiales et du réservoir hydro-électrique de EM-1. _____	20

Chapitre II

Figure 2.1 Cannelure métrique orientée vers l'OSO et située sur la rive nord de la rivière Eastmain, au SE de la tourbière du Ruisseau Natel. _____	25
Figure 2.2 Roches moutonnées situées sur la rive nord de la rivière Eastmain, au SE de la tourbière du Ruisseau Natel. _____	26
Figure 2.3 Rocher dissymétrique orienté vers l'OSO. _____	27
Figure 2.4 Stries orientées OSO-ENE recoupant des stries ONO-ESE. _____	28
Figure 2.5 Stries orientées SO-NE recoupant des stries ONO-ESE. _____	28
Figure 2.6 Chronologie relative des principaux écoulements glaciaires, déduites de l'analyse des stries. _____	31

Chapitre III

Figure 3.1 Lithostratigraphie des dépôts superficiels de la région de EM-1. _____	34
Figure 3.2 Coupe montrant un till de fond très compact surmonté de sédiments de contact glaciaire. _____	35
Figure 3.3 Drumlins situés à l'ouest de la tourbière du Grand-Détour. _____	35
Figure 3.4 Drumlins situés au nord du lac Fer à Cheval, orientés vers l'OSO. _____	36
Figure 3.5 Coupe montrant un till de fond remanié par les eaux marines de la Mer de Tyrrell. _____	36
Figure 3.6 Diagramme ternaire des données granulométriques du till de fond. _____	38

Figure 3.7 Coupe montrant un till de fond recouvert d'un till d'ablation. _____	39
Figure 3.8 Moraines de De Geer au site d'observation n° 38. _____	40
Figure 3.9 Vue aérienne de la moraine frontale de Sakami et d'une série de moraines de De Geer situées au NE de celle-ci. _____	41
Figure 3.10 Coupe montrant les sables, graviers et blocs d'un esker orienté E-O, surmonté par des dépôts pré littoraux. _____	44
Figure 3.11 Bloc de délestage déposé en surface d'un esker. _____	44
Figure 3.12 Esker de taille métrique orienté vers le SO, situé dans une plaine d'épandage sans remaniement littoral. _____	46
Figure 3.13 Coupe en bordure du réservoir Opinaca, montrant différents faciès des dépôts marins. _	48
Figure 3.14 Coupe montrant des rythmites limono-argileuse grisâtres de la Mer de Tyrrell. _____	48
Figure 3.15 Diagramme ternaire des données granulométriques de la matrice des sédiments marins profonds. _____	49
Figure 3.16 Coupe montrant environ un mètre et demi de sables et graviers stratifiés de nature littorale. _____	51
Figure 3.17 Coupe présentant des sables et graviers littoraux recouvrant des sédiments de contact glaciaire. _____	51
Figure 3.18 Diagramme ternaire des données granulométriques de la matrice des dépôts littoraux et pré littoraux. _____	52
Figure 3.19 Affleurement montrant les stratifications planaires des sables fins pré littoraux. _____	53
Figure 3.20 Coupe montrant des sédiments pré littoraux et la présence de gros blocs de délestage. _	54
Figure 3.21 Placage éolien comblant une dépression dans des dépôts pré littoraux. _____	56
Figure 3.22 Champ de dunes paraboliques situé dans le secteur sud de la tourbière Grand-Détour, en bordure de la rivière Eastmain. _____	56
Figure 3.23 Vue aérienne de la tourbière du Grand-Détour. _____	59

Chapitre IV

Figure 4.1 Localisation de la région étudiée, des principales sources de roches carbonatées et de certains éléments de la géomorphologie glaciaire et postglaciaire régionale. _____	62
Figure 4.2 Scénario simplifié de la dissolution des particules de CaCO_3 dans le réservoir à partir du couplage du CO_2 et de H_2O . _____	69

Chapitre V

Figure 5.1 Traînée de blocs métriques orientés NE-SO, en surface du till de fond. _____	77
Figure 5.2 Évolution temporelle de la déglaciation à l'est de la Baie James . _____	80
Figure 5.3 Patron de la déglaciation du secteur EM-1. _____	82
Figure 5.4 Cordons littoraux situés au SO de la tourbière du Grand-Détour. _____	85
Figure 5.5 Sables pré littoraux surmontant les sables et graviers d'un esker. _____	87
Figure 5.6 Coquilles de <i>Portlandia arctica</i> fortement altérées dans les limons argileux de la Mer de Tyrrell. _____	89
Figure 5.7 Étendue de la Mer de Tyrrell, à l'intérieur du secteur à l'étude, lors de son extension maximale et localisation des tourbières où des datations au radiocarbone ont été effectuées. ____	92
Figure 5.8 Sites où des coquilles ou de la matière organique a été daté, l'effet réservoir de ces dates a été corrigé. _____	94
Figure 5.9 Barrage EM-1, durant sa construction en août 2005, avant la mise en eau du réservoir hydro-électrique. _____	95

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE IV

Tableau 4.1

Résultats de teneur en CO_3 , à partir de la méthode de perte au feu _____ **64**

Tableau 4.2

Teneurs moyennes (%) en CaCO_3 , à partir d'un calcimètre modifié de Bernard _____ **66**

Tableau 4.3

Données moyennes d'épaisseur, de teneur en CaCO_3 et de superficie des dépôts superficiels _____ **72**

CHAPITRE V

Tableau 5.1

Âges basaux de macrorestes tourbicoles (contact minéral) _____ **91**

LISTE DES ABRÉVIATIONS SIGLES ET ACRONYMES

^{14}C	Carbone 14
σ	Sigma
ϕ	Phi
μm	Micron
BP	<i>Before present</i>
cal	étalonné (calendaire)
Ca^{2+}	Cation de calcium
CaCO_3	Calcite (Carbonate de calcium)
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Dolomite
CH_4	Méthane
C.H.Q.	La commission hydroélectrique de Québec
CO_3	Carbonate
CO_3^{2-}	Anion de carbonate
CO_2	Dioxyde de carbone (Gaz carbonique)
DIC	<i>Dissolved inorganic carbon</i>
DOC	<i>Dissolved organic carbon</i>
EM-1	Eastmain – 1
g	Gramme
Ga	Milliards d'années
GES	Gaz à effet de serre
H^+	Cation d'hydrogène
HCl 10 %	Acide chloridrique d'une concentration de 10 %
H_2CO_3	Acide carbonique
HCO_3^-	Anion de carbonate hydrogéné
H_2O_2	Péroxyde d'hydrogène
H_2O	Eau
Ka	Milliers d'années
kg	Kilogramme
km^2	Kilomètre carré
LG-1	La Grande – 1
LG-2	La Grande – 2
LG-3	La Grande – 3
m	Mètre
Ma	Millions d'années
pH	Indice de l'acidité et de l'alcalinité
pi	Pied
S.E.B.J.	Société d'énergie et de développement de la Baie James
S.N.R.C.	Système National de Références Cartographiques du Canada
tn	Tonne
ZI	Zone d'intersection

RÉSUMÉ

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'un projet multidisciplinaire visant à comprendre la dynamique du carbone organique et inorganique suite à la mise en eau d'un réservoir hydro-électrique. Dans un premier temps, ces travaux avaient pour objectif de décrire et de cartographier à l'échelle du 1: 50 000 les dépôts superficiels (nature, étendue, sédimentologie et stratigraphie) afin de reconstituer les principaux événements quaternaires de la région dans le but de définir, entre-autre, le contexte de mise en place des tourbières étudiées dans le volet paléoécologique du projet. Dans un deuxième temps, ces travaux visaient à estimer la teneur en carbone inorganique (CO_3) dans les sédiments meubles, à partir de la mesure des carbonates (CaCO_3) afin d'évaluer son impact potentiel dans l'équation du bilan global du carbone du réservoir créé. Ces travaux de caractérisation des dépôts meubles ont été réalisés dans le secteur affecté par le réservoir Eastmain-1, durant les étés de 2005 et 2006.

La photo-interprétation, la campagne de validation sur le terrain et la compilation cartographique ont permis d'évaluer la répartition spatiale et l'épaisseur maximale des principaux types de dépôts quaternaires dans la zone maintenant ennoyée par le réservoir: till (superficie couverte 30 %; épaisseur maximale 6 m), fluvioglacière de contact (< 1 %; 10 m), proglacière (12 %; 4 m), marin (30 %; 11 m) et organique (18 %; 5 m). Les relevés des microformes et mésoformes d'érosion glaciaire suggèrent également qu'il y a eu quatre phases d'écoulement soit de la plus ancienne à la plus récente: NNE-SSO (006° - 186°) à NNO-SSE (350° - 170°), NO (310°) à ONO (290°), OSO (240° ; mouvement dominant responsable de l'orientation des formes fuselées) et finalement SO (220°). De plus, lors de la déglaciation, il a été établi que la Mer de Tyrrell a envahi le territoire jusqu'à une altitude d'environ 274 m (900 pi). Cette limite marine est indiquée par des deltas, des limites de délavage dans le till et quelques accumulations littorales. C'est à l'intérieur de la zone couverte initialement par la Mer de Tyrrell que les plus vastes tourbières se sont développées. Les datations au radiocarbone de la base de six de ces tourbières indiquent qu'à $6\,640 \pm 40$ ^{14}C BP (7 510 cal BP), le niveau de la mer était situé sous l'altitude de 246 m.

Enfin, les teneurs en CaCO_3 mesurées dans les sédiments superficiels sont relativement faibles, soit inférieures à 2,45 %. Ces résultats sont en accord avec la géologie du substratum rocheux, principalement formé de roches cristallines. Les valeurs moyennes les plus élevées se trouvent dans les sédiments marins (1,77 %). Les faibles valeurs en carbonates mesurées dans les tills (1,32 %) semblent démontrer que ce secteur n'a pas été affecté de façon importante par le transport glaciaire qui aurait pu provenir d'autres sources connues de roches carbonatées (régions du lac Mistassini et de la Baie James). À l'intérieur de la portion cartographiée du réservoir EM-1, la quantité approximative de moles de CaCO_3 est de $6,16 \times 10^{12}$, soit $9,25 \times 10^8$ tonnes.

Mots clés: Eastmain-1, cartographie, paléogéographie quaternaire, écoulements glaciaires, Mer de Tyrrell, teneur en carbone inorganique

INTRODUCTION

Actuellement, l'étude du réchauffement climatique implique beaucoup plus de disciplines scientifiques qu'il y a 10 ans. Pour nous permettre de mieux comprendre le climat du futur, une meilleure compréhension des climats du passé s'avère nécessaire. La manifestation d'un réchauffement planétaire n'est pas chose nouvelle dans les 4,5 Ga d'histoire de la Terre puisque de multiples oscillations climatiques se sont succédées au fil des derniers millions d'années et ont ainsi contribué à façonner la surface de notre planète (Dawson, 1996; Pagé, 1999; Mathez et Webster, 2004; Trenhaile, 2004). Cependant, l'avancement technologique des 50 dernières années est désormais reconnu comme une source supplémentaire de gaz à effet de serre (GES), lesquels contribuent à réchauffer l'atmosphère terrestre (Ruddiman, 2003). L'homme bouleverse donc l'équilibre physique de l'ensemble de la planète. Son impact se compare à celui d'autres événements géologiques majeurs; il modifie la chimie de l'atmosphère, transforme les paysages végétaux, altère les reliefs, crée ou assèche des lacs, détourne des rivières, etc. Que ce soit les milliers de dépotoirs ou les millions de véhicules de la planète, l'humain produit sa part très généreuse de dioxyde de carbone (CO_2) et de méthane (CH_4), deux GES très puissants.

Les scientifiques tentent actuellement d'évaluer l'apport de l'action humaine et celle des cycles naturels dans le réchauffement présent. S'agit-il simplement d'une oscillation climatique naturelle ou est-ce l'homme qui affecte davantage le climat avec les émissions de gaz reliées à ses activités? Afin de répondre à cette question, plusieurs études couvrant différents aspects scientifiques doivent être réalisées. Au Québec, notamment, l'étude des impacts environnementaux auprès des projets d'aménagement hydro-électrique s'avère très importante.

L'entreprise gouvernementale Hydro-Québec et la Société d'Énergie et de développement de la Baie James (S.E.B.J.) se sont engagées, depuis les années 1970, dans des projets hydro-électriques de grande envergure. À cet effet, plusieurs réservoirs hydro-

électriques ont été créés sur le territoire du Nouveau-Québec à l'aide de barrages et de digues. Sur les anciennes rivières La Grande et Caniapiscaw, nous retrouvons aujourd'hui sept centrales hydro-électriques. Un peu plus au sud, la rivière Opinaca et le lac Sakami ont également été dérivés afin de rejoindre le réservoir La Grande-2 (LG-2). Lorsqu'elles procèdent à la mise en eau d'un réservoir, ces entreprises inondent une grande portion du territoire. À lui seul, le réservoir LG-2 occupe une superficie d'environ trois fois et demi celle du lac Saint-Jean. Il est certain que l'enneigement d'un territoire aussi grand requiert plusieurs études. Parmi celles-ci figurent l'analyse des taux de mercure, la diversité biologique, etc. Toutefois, très peu de ces études sont en lien avec le réchauffement climatique. Or, puisque les océans et les lacs produisent et absorbent énormément de GES et participent ainsi à l'équilibre du système climatique planétaire, il est utile de connaître la contribution potentielle reliée à la création d'un plan d'eau aussi grand. Que se produit-il lors de l'inondation d'autres lacs, d'écosystèmes terrestres et des tonnes de matières organiques et minérales? Quels sont les impacts de telles inondations sur les émissions de GES?

C'est sur ces questions que s'est penché un groupe de recherche co-dirigé par Dr Michelle Garneau du département de géographie et groupe de recherche GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. Il s'agit d'un projet financé par Hydro-Québec et qui vise à comprendre la dynamique du carbone organique et inorganique suite à la mise en eau d'un réservoir hydro-électrique en territoire boréal. C'est dans le cadre de cette étude multidisciplinaire que s'insère le présent projet de recherche. La zone d'étude est celle concernée par le réservoir Eastmain-1 (EM-1) situé sur la rivière Eastmain sur le versant est de la Baie James. La biologie végétale, la paléoécologie, la géochimie des sols, l'hydrologie, la limnologie et le cycle des feux actuels (cycles biogéochimiques des gaz), la géologie et la géomorphologie glaciaire constituent les principaux domaines traités dans le cadre de cet ambitieux projet. Ces deux dernières disciplines sont celles qui seront privilégiées dans ce mémoire.

CHAPITRE I

Région d'étude, approche et méthodologie

En 2007, les connaissances sur les caractéristiques des dépôts superficiels et leurs conditions de mise en place demeurent fragmentaires pour plusieurs régions du Québec. À titre indicatif, la cartographie du sud-est du Bouclier canadien ne couvrait, en 1989, qu'environ 10 % de ce territoire (Vincent, 1989). Dans la portion québécoise de la Baie James la caractérisation et la cartographie des dépôts meubles s'avèrent toujours incomplètes à ce jour. Les données publiées proviennent majoritairement d'un inventaire à petite échelle des principales formes du relief réalisé par Hardy (1976). La plupart des ouvrages de cartographie des dépôts superficiels sont associés à des travaux de nature sommaire conduits par Hydro-Québec dans le cadre de la construction de ses réservoirs hydro-électriques (aménagement de routes, de digues et de barrages).

Les travaux effectués dans le cadre des études liant les changements climatiques à la variabilité du taux d'accumulation de la matière végétale au cours de l'Holocène (Beaulieu-Audy, 2006), ainsi que les flux de GES suite à la mise en eau des réservoirs hydro-électriques (Tremblay *et al.*, 2005; Pelletier *et al.*, 2007), ont fait ressortir la nécessité d'acquérir des connaissances précises relatives aux caractéristiques géomorphologiques des milieux terrestres ennoyés.

La présente étude s'inscrit dans le volet «géomorphologie glaciaire» du projet multidisciplinaire portant sur la dynamique du carbone, ayant débuté en 2005. En contribution à ce projet, cette étude fournira des données qui permettront de mieux comprendre la dynamique du carbone essentiellement inorganique suite à la mise en eau du réservoir hydro-électrique EM-1, qui a débuté le 5 novembre 2005 pour se terminer en mai 2006.

1.1 Objectifs

L'objectif principal de cette étude est de reconstituer la paléogéographie quaternaire du secteur avant qu'il ne soit inondé par le réservoir hydro-électrique EM-1. Ce travail consiste à fournir de nouvelles données sur la nature et la mise en place des dépôts superficiels de cette région. Deux objectifs spécifiques se dégagent de cette étude :

1) Caractériser les dépôts superficiels du secteur à l'étude (nature, étendue, sédimentologie et stratigraphie) en y réalisant une cartographie à l'échelle du 1: 50 000. Cette approche constitue un bon outil de caractérisation puisqu'elle permet notamment de mieux comprendre le contexte de mise en place des sédiments dont ceux des tourbières étudiées dans les volets paléoécologique et biogéochimique du projet sur la dynamique du carbone organique et inorganique suite à la mise en eau d'un réservoir hydro-électrique en milieu boréal.

2) Estimer la teneur en carbonates (CO_3) présents dans les dépôts meubles. Cet objectif permet de déterminer la quantité approximative de carbone inorganique dans le sol minéral afin d'évaluer son impact potentiel sur le bilan du carbone dans l'équation des GES dégagés par le réservoir.

1.2 Localisation

La région à l'étude se trouve à environ 175 km à l'est de la côte est de la Baie James et à environ 70 km au nord de Némiscau (fig. 1.1). Elle s'étend entre 52° 00' et 52° 15' de latitude nord et 75° 30' et 76° 10' de longitude ouest. Elle correspond aux feuillets 33 B/4 et 33 C/1 (partie est) du Système National de Références Cartographiques du Canada (S.N.R.C.). Ce territoire couvre plus de 60 % de la superficie du réservoir EM-1, comprenant trois des six tourbières ayant été étudiées dans le cadre du projet sur la dynamique du carbone organique, ainsi que la région adjacente où se trouve le campement EM-1 et la route menant à Némiscau. Les tourbières sont identifiées sur la carte des dépôts superficiels (app. A).

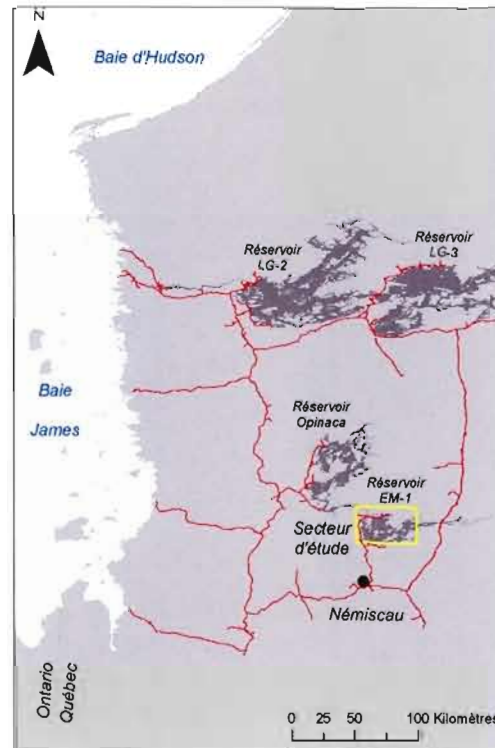


Figure 1.1 Localisation du secteur à l'étude et des principales routes à l'est de la Baie James.

1.3 Cadre physique

1.3.1 Physiographie

Le secteur à l'étude s'inscrit à l'intérieur de la Région de James (Bostock, 1972). À l'intérieur de celle-ci, il occupe deux sous-régions, soit la Plaine de l'Eastmain et le Plateau de Larch (fig.1.2). À l'intérieur du secteur cartographié, l'altitude diminue d'est en ouest, passant de 425 m près de la limite est à environ 215 m près de la limite ouest. La Plaine de l'Eastmain se localise dans la partie sud du territoire et sur l'ensemble de sa superficie, montre une altitude variant entre 200 à 300 m (Bostock, 1972). Quant au Plateau de Larch, il occupe le NE ainsi qu'une petite portion du SO de la région étudiée. Son altitude varie entre 300 et 425 m. Sa partie NE forme un groupe de collines élevées d'orientation OSO - ENE. La

zone d'intersection entre la Plaine de l'Eastmain et Plateau de Larch est comprise entre le secteur SE du réservoir Opinaca et la courbe du Grand-Détour (fig. 1.3).

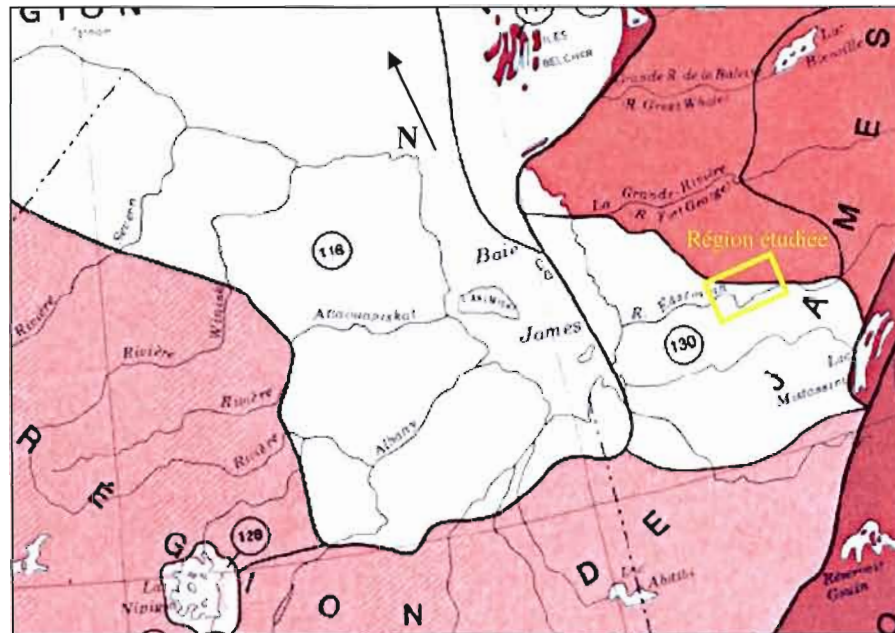


Figure 1.2 Physiographie régionale. À l'intérieur du périmètre jaune, la Plaine de l'Eastmain (200 à 300 m) est représentée en blanc et le Plateau de Larch (> 300 m), en rose (D'après Bostock, 1972).

1.3.2 Hydrographie

Le secteur à l'étude se trouve dans le bassin versant de la rivière Eastmain, qui s'étend sur environ 50 000 km². Cette rivière s'écoule de façon générale l'est vers l'ouest et sa pente moyenne est de 0,15 % (D'Anglejan, 1982). Avant son détournement dans le réservoir Opinaca, elle était déjà reconnue, en terme de débit annuel, comme étant la deuxième plus grande rivière se déversant dans la Baie James, la première étant la rivière La Grande (D'Anglejan, 1982). À l'intérieur de la zone étudiée, l'énergie de la rivière est réduite à la hauteur du Grand-Détour puisque c'est l'endroit où l'écoulement est dévié vers le nord par une section détachée du Plateau de Larch qui s'élève à 365 m. Le contrôle topographique redirige ensuite l'écoulement de la rivière vers l'ouest.

Ailleurs, le réseau de drainage est majoritairement de type linéaire et suit la topographie du roc. Par contre, dans la partie NO du secteur à l'étude, au nord du campement EM-1 (app. A), on retrouve un réseau de drainage de type dendritique entaillé dans les sédiments fins. Dans la Plaine de l'Eastmain, à l'ouest du secteur, se trouve une grande plaine de sédiments fins, également caractérisée par un réseau dendritique.

Au NO du secteur cartographié se trouve le réservoir Opinaca (fig. 1.3), situé à une altitude approximative de 215 m. Celui-ci est caractérisé par l'érosion de ses berges due au marnage ainsi que par ses petits affluents dendritiques entaillés dans les sédiments fins de la Plaine de l'Eastmain.

Enfin, la zone affectée par la mise en eau du réservoir EM-1 renferme quelques grands lacs, soit les lacs du Camp Indien, Pivert, Fed, Casey et Fer à Cheval. Au nord-est de la zone d'ennoiement, au-delà de la cote maximale¹, les principaux lacs sont les lacs Natel et Clarkie (fig. 1.3).

¹ Cote maximale est définie comme étant l'altitude maximale atteinte par les eaux du réservoir EM-1, soit 283,11 m.

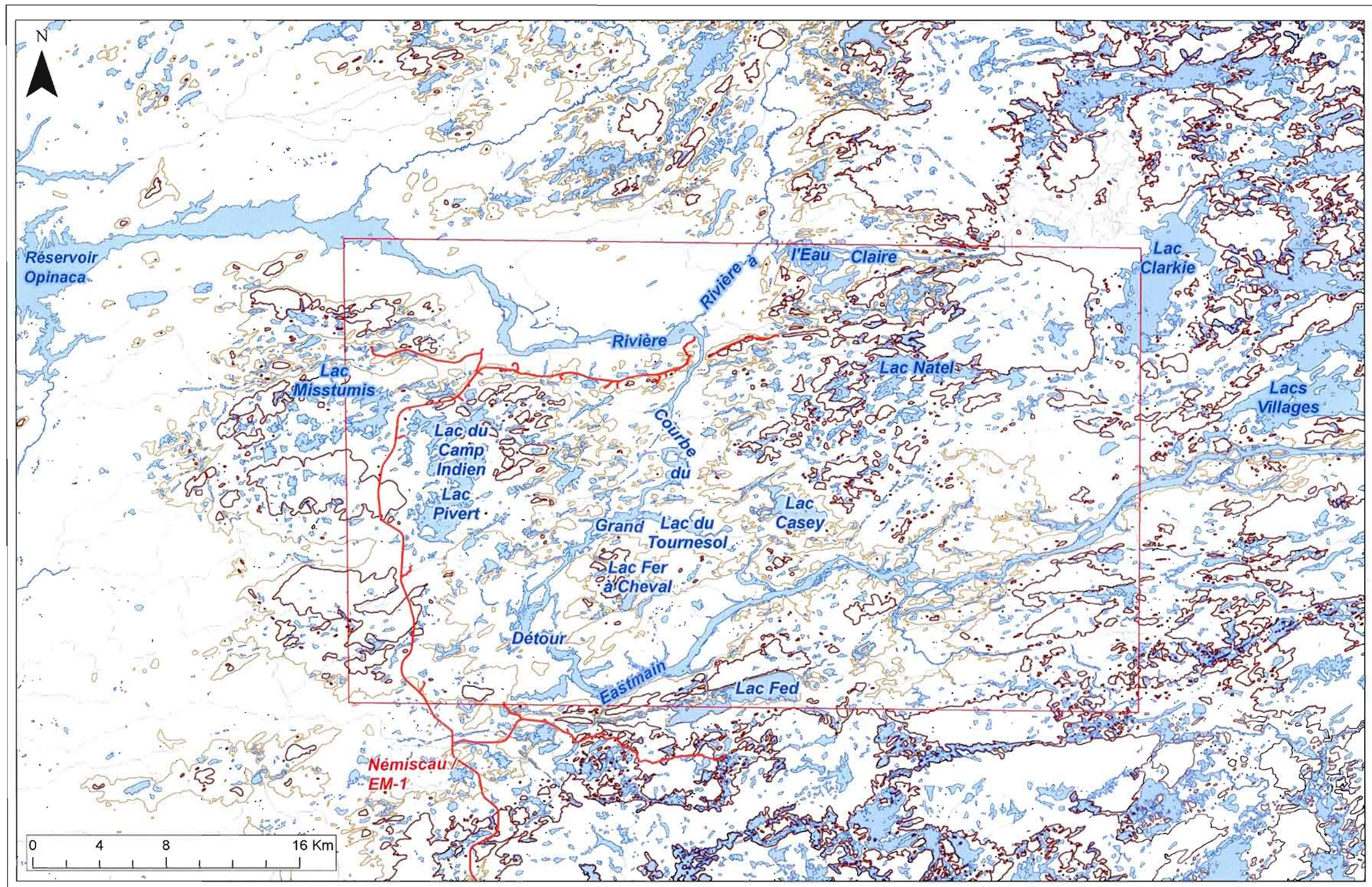


Figure 1.3 Hydrographie, topographie régionale (courbes de niveau pâle = 900 (274 m) et foncé = 1000 pieds (305 m)) et secteur à l'étude.

1.3.3 Géologie du substratum

Dans ce secteur du Bouclier canadien, les roches formant le socle sont majoritairement de nature ignée (Ministère des ressources naturelles du Québec, 1994). La région étudiée se situe à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain (Franconi, 1978, 1982), laquelle se trouve dans la ceinture de roches vertes et de roches métasédimentaires du Bouclier canadien (Ministère des Ressources Naturelles, 1994). Cette entité géologique d'âge précambrien fait partie de la Province du Supérieur (Franconi, 1978, 1982). Selon la nature des roches présentes, la région étudiée peut être divisée en deux secteurs : la partie ouest où dominent les gneiss ainsi que les granites et la partie est, principalement constituée des roches métavolcaniques et métasédimentaires (Eakins, Hashimoto et Carlson, 1968). La figure 1.4 représente les différentes unités lithologiques de la géologie régionale. La région est donc principalement composée d'amphibolites, metabasaltes, gneiss mafiques et de roches tonalitiques.

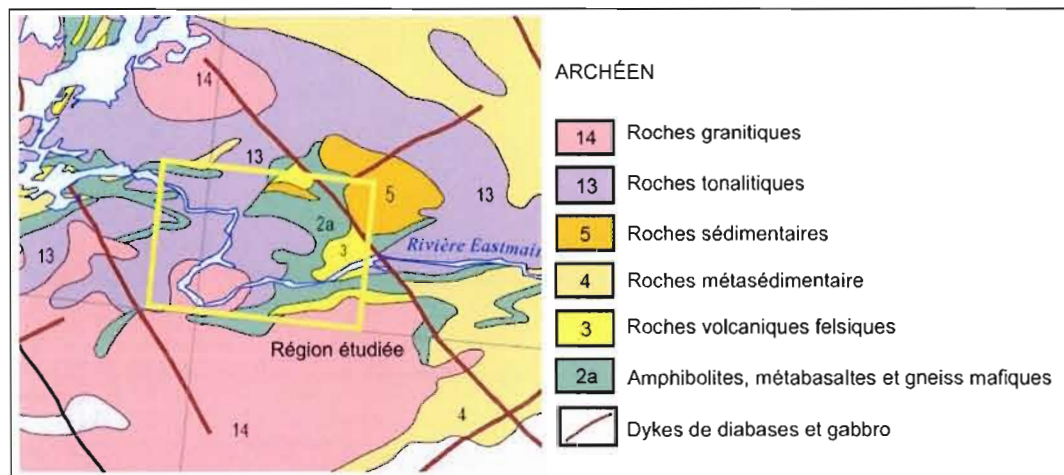


Figure 1.4 Géologie de la région du Réservoir Opinaca et la rivière Eastmain (Grand-Détour). Modifiée du Ministère des Ressources Naturelles (2002).

1.4 Travaux antérieurs

1.4.1 Cadre régional

Pour l'ensemble de la région de la Baie d'Hudson et de la Baie James, les observations scientifiques ont débuté dès 1875. C'est en naviguant près des côtes et en parcourant les principaux affluents que R. Bell (1879, 1885, 1896a, 1896b, 1897, 1900a, 1900b) et A. P. Low (1885, 1889, 1900, 1906, 1912) ont fourni les premières données d'écoulements glaciaires ainsi que de brèves descriptions des sédiments meubles. Ce n'est qu'à partir des années 1940 que plus d'attention a été portée aux dépôts quaternaires. À l'époque, les travaux de terrain fournissaient alors de nombreux indices dévoilant à la fois la nature et l'extension des différents dépôts ainsi que le patron général de la dernière déglaciation (Shaw, 1944; Lee, Eade et Heywood, 1960; Eade, 1966; Laverdière, 1969; Prest, 1970).

Les premières études approfondies du contexte géomorphologique de la portion québécoise de la Baie James ont été réalisées par Hardy (1976). Il importe de mentionner que toutes les études réalisées depuis lors se basent sur les observations de cet auteur. Le secteur étudié par Hardy (1976) se trouve à moins de 60 km à l'ouest (longitude 77 °O) de notre secteur d'étude et s'étend de Matagami jusqu'à la rivière La Grande en suivant la côte est de la Baie James.

Au nord de la rivière Eastmain, la cartographie des marques d'érosion suggère un écoulement principal vers le SO et un écoulement secondaire vers l'OSO (Hardy, 1976, 1977). Un nombre considérable de drumlins et de crag-and-tails, également orientés vers l'OSO, ont été observés (Vincent, 1985a, 1985b). Dans la région de la rivière La Grande, les observations des drumlins, des crag-and-tails, des stries et des surfaces de débitage du roc confirment aussi un écoulement dominant vers l'OSO (Vincent, 1977).

Les travaux plus récents sur les données d'écoulements de la région (Paradis et Boisvert, 1995; Parent, Paradis et Boisvert, 1995; Veillette 1995, 1997; Veillette, Dyke et Roy, 1999; Dyke *et al.*, 2002) ont permis d'établir une chronologie plus précise et de

distinguer les différents centres de dispersion glaciaire : 1) écoulement vers le NNE et le NNO associé à une période pré-wisconsinienne (Veillette, 1995) ou encore au Wisconsinien inférieur (Parent, Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, Dyke et Roy, 1999), 2) écoulement vers le NO et l'ONO associé à la croissance de l'inlandsis lors du Wisconsinien inférieur (Veillette, 1995; Paradis et Boisvert, 1995), 3) écoulement vers l'OSO lors du Wisconsinien supérieur, dominant sur la portion est de la Baie James (Hardy, 1976; Veillette, 1995, Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, Dyke et Roy, 1999; Brosseau, 2005), et finalement, 4) un écoulement vers le SO, marquant la fin de la déglaciation (Veillette, 1995; Paradis et Boisvert, 1995).

Selon Hardy (1976), le till de la région constitue un matériel très dense n'ayant aucune structure apparente, à l'exception de la présence sporadique de lentilles de sable et de gravier. L'auteur mentionne que la composition des dépôts glaciaires reflète grandement la lithologie du socle, soit une dominance de gneiss et de granites. Il note également un pourcentage très variable (5 à 80 %) de roches volcaniques et sédimentaires. Les pourcentages les plus élevés sont associés aux tills prélevés à proximité des bandes volcano-sédimentaires (Hardy, 1976).

Lors de la fonte de l'inlandsis, Hardy (1976, 1977, 1982b) suppose qu'une scission de l'Inlandsis laurentidien à l'endroit où l'on observe la moraine interlobaire d'Harricana aurait résulté en la création des glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec. Le Lac Ojibway aurait alors progressé entre les deux glaciers en retrait pour atteindre Kuujjuarapik vers le nord et la position Sakami vers l'est (Hardy, 1976, 1977, 1982b; Vincent et Hardy, 1977, 1979; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Veillette, 1994). Hardy (1976) propose deux réavancées de la partie SE du Glacier d'Hudson dues à des crues glaciaires (Cochrane I et II). Ces dernières ont déposé un till carbonaté (3 à 6,7 % de CaCO_3 ; fraction inférieure à 1 mm) au fond du Lac Ojibway. Les mesures effectuées sur la fraction inférieure à 0,063 mm (63 μm) indiquent quant à elles un taux de CaCO_3 variant de 5 à 30 % (Veillette, 1997). Ces teneurs s'expliquent par l'érosion des roches carbonatées de la plate forme Paleozoïque d'Hudson localisé en amont de ces réavancées.

Avant la scission complète de l'inlandsis, l'altitude maximale atteinte par le plan d'eau lacustre se situait à près de 460 m (Vincent et Hardy, 1977, 1979 ; Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981). Plus au nord, la fonte des glaces le long du détroit d'Hudson aurait permis l'intrusion des eaux salées de l'Atlantique pour ainsi former la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976). Cette dernière accélérât la décrépitude des glaces d'Hudson par le nord tandis que sur le versant sud de la glace hudsonienne, une immense baie de vélage progressait dans les eaux du Lac Ojibway (fig. 1.5). L'hypothèse la plus acceptée propose que la seule structure séparant les eaux lacustres des eaux marines était alors un barrage de glace (Glacier d'Hudson; fig. 1.5) qui s'amincissait très rapidement (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Dyke et Prest, 1987; Vincent, 1989; Dyke, Moore et Robertson, 2003).

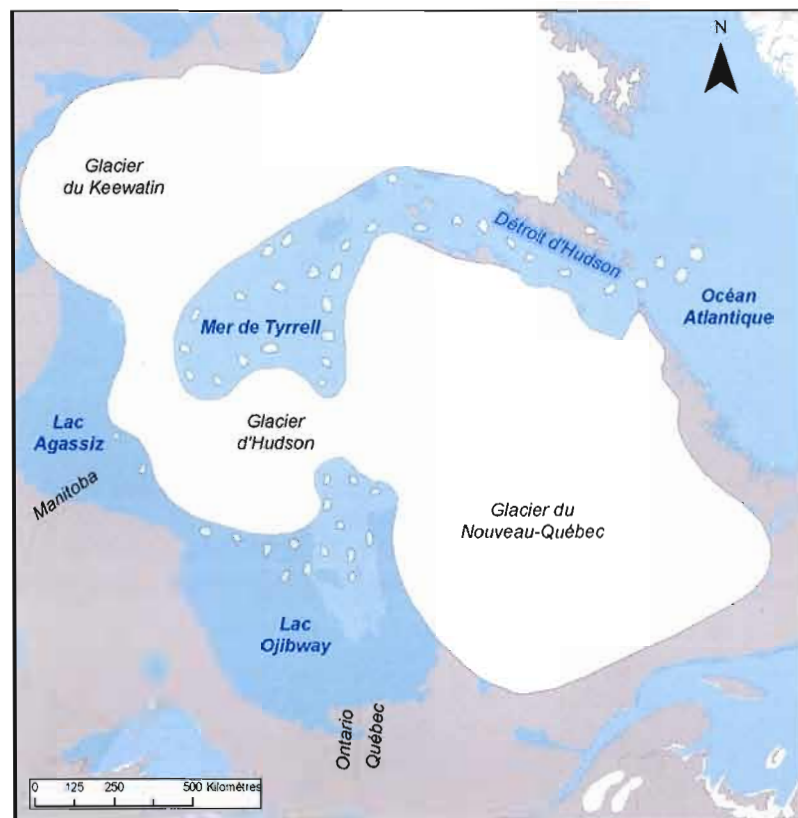


Figure 1.3 Patron de l'Inlandsis laurentidien vers 7,7 ka ^{14}C BP (8,45 ka cal BP) et vélage d'icebergs (Modifiée de Dyke, Moore et Robertson, 2003).

Selon Hardy (1976, 1977 et 1982b), lorsque le barrage de glace s'est rompu, le Lac Ojibway s'est drainé très rapidement, déversant une quantité phénoménale d'eau douce dans la Mer de Tyrrell. De nouveaux modèles de vidange du lac sont maintenant priorisés (Clarke *et al.*, 2003, 2004). Ces derniers suggèrent la formation d'un tunnel sous-glaciaire permettant des vidanges du lac. Malgré le manque de données sédimentologiques, Veillette (1994) a évalué, à partir de photo-aériennes que le volume d'eau douce évacué lors de la vidange finale a été aussi important que 114 000 km³ et il aurait ainsi provoqué une hausse du niveau de la mer d'environ 30 cm. Cette vidange catastrophique serait survenue vers 8 470 cal BP. Cet âge a été calculé sur des foraminifères et corrigé en fonction de l'effet réservoir du ¹⁴C (carbone 14) des eaux marines de la Baie d'Hudson (Barber *et al.*, 1999). Lors du drainage final, les eaux salées de la Mer de Tyrrell ont envahi le territoire québécois, lequel était encore déprimé de 200 à 290 m (Hardy, 1976).

Après le drainage catastrophique du Lac Ojibway, une étendue d'eau douce aurait occupé le bassin du lac Mistassini jusqu'à une altitude de 395 m au sud et 410 m au nord (Vincent et Hardy, 1979). Ces derniers ont déterminé la présence de ce plan d'eau par la distribution spatiale de *Mysis relicta*. Le drainage de ces eaux vers la Mer de Tyrrell se serait effectué respectivement au rythme de la déglaciation séquentielle des rivières Broadback, Rupert et Eastmain (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Bouchard, 1986).

Le drainage du Lac Ojibway aurait provoqué un phénomène de rééquilibration du Glacier du Nouveau-Québec sur le continent (Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981). En effet, puisque la transgression de la Mer de Tyrrell n'aurait atteint qu'une altitude de 300 m, le front glaciaire flottant et vêlant partiellement sur les eaux du Lac Ojibway qui atteignait plus de 400 m, aurait brusquement perdu son appui sur cette nappe d'eau. Selon ces auteurs, cet événement aurait interrompu le vêlage de la glace pendant une certaine période. Une halte du retrait glaciaire sur le socle du Bouclier canadien aurait donc débuté (Hardy, 1976, 1977, 1982b; Dyke et Prest, 1987) par le glacier qui cherchait à rééquilibrer son bilan de masse (Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981). Cette stagnation du front glaciaire a entraîné la formation d'une série d'épandages subaquatiques et subaériens sous forme de lobes (Hardy, 1982a; Vincent, 1985a), d'abord interprétés comme étant la Moraine frontale de Sakami

(Hardy, 1976). Bien que discontinue, cette formation arquée s'étend du SO au NO soit du Lac Mistassini à Kuujuarapik, en passant par le poste Némiscau, sur une distance d'environ 630 km (Hardy, 1976, 1977, 1982a; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980 ; Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981). Cette moraine serait donc due à un phénomène de rééquilibration du glacier, et non à un refroidissement climatique (Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent, 1981).

Hardy (1982a) souligne également la présence de deux groupes de moraines de De Geer, soit celles situées à l'ouest de la Moraine frontale de Sakami, associées au lac proglaciaire Ojibway, et celles situées à l'est de cette même moraine, mises en place dans la Mer de Tyrrell. La disposition de ces moraines indique un retrait glaciaire vers le NE. Les travaux de Vincent (1977) suggèrent un retrait rapide et actif de la glace pour la période qui suit la formation de la Moraine de Sakami. Cet auteur a estimé le taux de recul annuel moyen du front glaciaire à 217 m par année. Ceci est calculé à partir de l'analyse chronologique des moraines de De Geer situées à l'est de la Moraine de Sakami en procédant à un comptage de crête et à des datations au radiocarbone. Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent (1981) proposent que la stabilisation glaciaire et la formation d'une telle moraine auraient pu s'étaler sur une période aussi courte que 20 ans. La présence de structures de courants turbiditaires, de lits entrecroisés et d'une granulométrie très variable témoignerait de cette courte durée. Hardy (1982a) a plutôt évalué la période de formation de la moraine entre 200 et 400 ans à l'aide de datations au radiocarbone effectuées sur des coquilles marines récoltées sur le versant distal de la moraine ($7,8 - 7,9 \text{ ka } ^{14}\text{C BP}$) ainsi que dans des argiles marines situées 13 km à l'est ($7,29 \pm 90 \text{ ka } ^{14}\text{C BP}$). À partir des coquilles marines prélevées dans la Moraine de Sakami, Hardy (1976, 1977) a attribué un âge minimal de $7,9 \text{ ka } ^{14}\text{C BP}$ à la vidange finale du Lac Ojibway, à l'incursion de la Mer de Tyrrell et à la formation de cette moraine frontale. Cette date a été révisée en tenant compte de l'effet réservoir (Dyke, Moore et Robertson, 2003) et selon le patron de déglaciation proposé par ces derniers auteurs, le Glacier du Nouveau-Québec aurait atteint la position Sakami vers $7,6 \text{ ka } ^{14}\text{C BP}$ ($8,4 \text{ ka cal BP}$). Il existe donc peu de données au sujet ces événements.

Suite à ces événements postglaciaires, le retrait se serait poursuivi vers le nord-est du Québec (Vincent, 1989). Le Glacier du Nouveau-Québec était alors talonné par la Mer de

Tyrrell (Hillaire-Marcel, Occhietti et Vincent 1981). Vers 7,2 ka ^{14}C BP (8 ka cal BP), l'épisode marin avait déjà atteint son extension maximale vers l'est (Dyke, Moore et Robertson, 2003; Dyke, Giroux et Robertson, 2004)) et était possiblement séparé du glacier par plusieurs kilomètres de plaines d'épandage. Cette date de 7,2 ka ^{14}C BP diffère toutefois de l'âge de 7,9 ka ^{14}C BP attribué par Hardy (1976). Ceci s'explique par le fait que les reconstitutions paléogéographiques de Dyke et Prest (1987), Dyke, Moore et Robertson (2003) et Dyke (2004) ont permis de mieux comprendre «l'effet réservoir», soit l'effet de la présence de carbonates «mort» provenant du bassin carbonaté de la Baie James sur la composition isotopique du matériel marin datable. Ces nouvelles précisions ont permis de rejeter beaucoup de dates sur des coquilles qui pourraient avoir été vieilles de près de 2000 ans (Dyke, communication personnelle).

À partir de ce moment de la déglaciation, le relèvement isostatique a provoqué la régression de la Mer de Tyrrell vers la Baie James. Le retrait du Glacier du Nouveau-Québec se poursuivit jusqu'en Ungava, à la ZI (zone d'intersection) (Veillette, Dyke et Roy, 1999). Cette zone étant le dernier centre de dispersion majeur avant la déglaciation finale du Glacier du Nouveau-Québec, vers 5,0 ka ^{14}C BP (5,75 cal BP) (Dyke, Moore et Robertson, 2003). Un retrait final rapide de 900 m / an et une désintégration finale à 6.8 ka a été suggéré par Carlson *et al.* (2007) à partir de blocs daté par Bérium 10 (Be-10).

1.4.2 Historique du secteur Eastmain-1

Les études réalisées sur les dépôts quaternaires de la région de la rivière Eastmain ont débuté il y a plus de 30 ans, lorsqu'une firme du secteur privé (Asselin, Benoît, Boucher, Ducharme, Lapointe) a déterminé les différentes ressources de matériaux meubles afin d'y préparer des plans d'aménagements. Au début des années 1970, le groupe d'ingénieurs-conseils a procédé à une série de forages dans les dépôts meubles du futur site d'aménagement de la centrale hydro-électrique EM-1. Dans leur rapport, ils ont identifié la nature des couvertures meubles ainsi que les épaisseurs associées (La commission hydroélectrique de Québec, 1972).

À l'intérieur de notre secteur d'étude, deux profils géotechniques ont été effectués. L'un de ceux-ci, réalisé près de l'estuaire de la rivière Eastmain dans le réservoir Opinaca, s'étend de part et d'autre de la rivière. Celui-ci démontre la présence de matériel glaciaire et fluvioglaciaire, de sables atteignant l'altitude de 225 m et d'alluvions récentes en bordure de la rivière. Le second profil se trouve à l'extrême nord du secteur d'étude, perpendiculairement à la rivière à l'Eau Claire. Le long de ce profil, on a noté la présence de till, de sable, d'alluvions récentes et de dépôts tourbeux. En bordure de la rivière Eastmain, à l'est des lacs Villages, un forage a été effectué à une altitude de 285 m. Le rapport mentionne une épaisseur totale de 19,5 m de sédiments meubles. Dans l'ordre chronologique de mise en place, on retrouve 4,1 m de sable fin gris reposant directement sur le roc, 14,4 m de moraine² grise compacte et 1 m de sables et graviers constitués de 35 % d'argile silteuse (La commission hydroélectrique de Québec, 1972). Ces travaux, ayant pour but de fournir des données sur la ressource minérale et non de reconstituer l'histoire quaternaire de la région, fournissent tout de même des informations intéressantes au niveau de la stratigraphie et de l'épaisseur des dépôts meubles.

En 1991, le groupe-conseil Roche ltée a effectué une caractérisation sommaire des dépôts meubles de la zone d'ennoisement du réservoir EM-1 ainsi que de sa périphérie. Le but de cette étude était principalement d'établir la répartition spatiale de la ressource minérale meuble. Les objectifs consistaient à caractériser les dépôts de surface à l'aide d'une photo-interprétation et d'une campagne de terrain et à cartographier ces dépôts à l'échelle du 1: 50 000. Six types de dépôts ont été identifiés et divisés en 12 sous-catégories: glaciaires (till indifférencié, till d'ablation, till drumlinisé), fluvioglaciaires (graviers, sables, sables et graviers), marins et / ou lacustres (sables silteux, argiles), éoliens (sables sous forme de dunes), organiques (tourbières) et fluviatiles (alluvions). Suite à notre révision de ce document, certaines interprétations citées ont été mises en doute, vu la description abrégée des dépôts, l'imprécision de la cartographie et l'absence de données sédimentaires et stratigraphiques.

² Dans ce cas, le terme « moraine » réfère à un till de fond.

Malgré cela, certains aspects du rapport demeurent d'actualité. Au niveau des dépôts glaciaires, le terme «till indifférencié» réfère principalement au till de fond. Selon le rapport, les sédiments fluvioglaciaires se concentrent sous l'altitude de 270 m et occupent les terrains bas ainsi que le creux des vallées (Roche Itée., 1991). Les secteurs les plus caractéristiques sont ceux du lac Clarkie, de l'Aviron Brisé, du Grand-Détour et du lac Pivert (sud) (app. A). Notons par exemple que la cartographie, réalisée par Roche Itée. (1991), suggère que les sédiments fins (sables silteux et argiles) ont été mis en place dans un environnement lacustre. De façon contradictoire, le rapport indique que les argiles liées à la Mer de Tyrrell se trouvent dans trois principaux secteurs, soit « le long du tronçon aval de la rivière Eastmain, sous les sables et graviers de la plaine inférieure de la rivière à l'Eau Claire et enfin sous les sables alluvionnaires compris entre le lac Fer à Cheval et la rivière Eastmain. » (Roche Itée, 1991, p. 7).

Ces auteurs attribuent les termes «dépôts récents» aux sédiments alluviaux, littoraux, éoliens et organiques. Selon eux, l'édification des dépôts alluvionnaires se serait effectuée en trois phases successives liées directement à la régression marine alors que les sédiments littoraux se concentreraient le long de la rivière Eastmain ainsi que dans les secteurs du Grand-Détour et de l'Aviron Brisé (app. A). L'épaisseur des dépôts littoraux atteindrait rarement plus d'un mètre et les bases des tourbières du secteur EM-1 dateraient de 4 500 à 6 000 ans. Ces âges demeurent non crédibles par le fait que le rapport ne mentionne aucune référence au sujet de la méthode de datation. Celles-ci occuperaient d'anciens lacs postglaciaires ainsi que des dépressions. Enfin, des sédiments éoliens ont été observés au SE des lacs Village, le long de la courbe du Grand-Détour et au NO du lac Casey (app. A).

1.5 Méthodologie

1.5.1 Travaux préparatoires

La première prise de contact avec le territoire s'est effectuée à partir de cartes topographiques et de photographies aériennes. L'étude des dépôts de surface a débuté par une photo-interprétation. Les photos aériennes utilisées étaient à l'échelle du 1: 20 000, exception

faite de celles couvrant la partie aval du barrage, lesquelles étaient à l'échelle du 1: 40 000. Cette étape, essentielle à la préparation d'une campagne de terrain, a permis d'évaluer l'étendue des principaux types de dépôts de surface et de présumer de leur mode de mise en place. À partir de cette identification préliminaire, il a été possible de procéder au choix des sites de validation et d'échantillonnage des dépôts superficiels.

1.5.2 Travaux de terrain

La première campagne de terrain s'est effectuée du 29 juillet au 12 août 2005. Pendant cette période, les travaux sur la zone du réservoir EM-1 ont été prioritaires puisque la mise en eau de ce territoire était prévue pour le 5 novembre 2005. La deuxième campagne de terrain a été effectuée entre le 7 et le 17 juillet 2006. Celle-ci a permis de recueillir des données supplémentaires sur le secteur étudié ainsi que pour les régions adjacentes. En plus de valider les hypothèses faites à partir de la photo-interprétation, l'objectif de la campagne de terrain était de recueillir des échantillons de chaque type de dépôts meubles identifiés sur l'ensemble du territoire étudié. Le choix des sites d'échantillonnage était principalement basé sur leur accessibilité sur le terrain. Afin d'obtenir une représentativité maximale, quelques échantillons d'un même type de dépôts ont été prélevés. Pour l'ensemble du secteur à l'étude, dix-sept échantillons de till de fond, deux de till d'ablation, deux de sédiments associés aux complexes de moraine de De Geer, sept de sédiments de contact glaciaire, un de sédiments d'épandage proglaciaire, dix de sédiments marins profonds, douze de sédiments pré littoraux, dix de sédiments littoraux, six de sédiments marins deltaïques et trois de sédiments éoliens ont été prélevés. Au total, 71 échantillons ont ainsi été récoltés. Enfin, les marques d'érosion glaciaire ont également été mesurées sur le substrat rocheux à 32 sites.

Les campagnes de terrain ont permis, en outre, d'acquérir les données nécessaires afin d'établir le cadre paléogéographique régional (stratigraphie, forme, répartition spatiale et altitudinale des dépôts superficiels) ainsi que d'estimer la quantité de carbone inorganique se trouvant dans les dépôts meubles (étendue, épaisseur, nature granulométrique et teneur en carbonate). Au total, 87 sites de validation ont été visités.

Les données ont été acquises par des traverses en camion et à partir de points de chute accessibles en hélicoptère. Pour chacun des arrêts (fig. 1.6), l'identification des types de dépôts, leur échantillonnage et des mesures d'épaisseur ont été effectuées. Nous avons également évalué de façon qualitative la teneur en carbonate des sédiments par sa réaction au HCl 10 % (acide chlorhydrique ayant une concentration de 10 %).

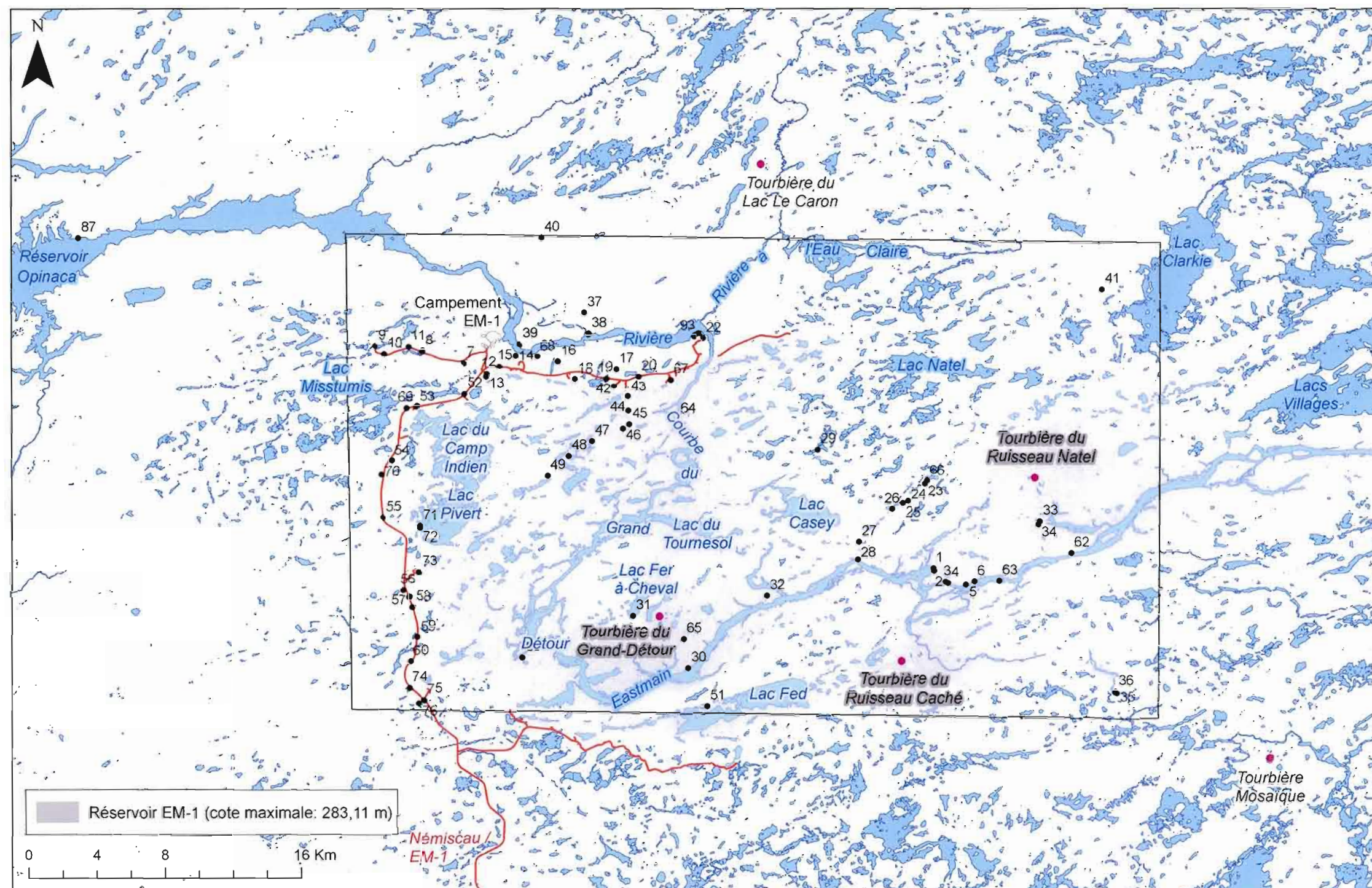


Figure 1.4 Localisation des principaux sites de validation, de quelques références spatiales et du réservoir hydro-électrique de EM-1.

1.5.3 Travaux de laboratoire

En laboratoire, deux types d'analyses ont été effectués sur les échantillons recueillis : une analyse granulométrique et une analyse de la teneur en carbonates. Hoey (2004), propose diverses méthodes permettant de déterminer les caractéristiques granulométriques des différents types de dépôts. Le tamisage à sec est la méthode standard lorsque qu'il s'agit d'analyser du matériel dont la taille des grains varie entre 0,063 et 4 mm. Elle requiert seulement de petites portions de matériel (entre 50 et 250 g). Avant d'être analysés, les échantillons doivent d'abord être séchés préférentiellement à l'air libre ou dans une étuve à une température de 105 °C. Par contre, ce séchage est souvent propice à l'agrégation des sédiments (Hoey, 2004). Pour l'analyse du matériel inférieur à 0,063 mm, le tamisage humide est privilégié puisque l'eau sépare les particules fines fixées aux particules grossières (Hoey, 2004).

La diffraction laser procure une analyse rapide et précise de la nature granulométrique. Un sédigraphe propulse un faisceau laser au travers d'une petite chambre statique contenant de l'eau. La taille des grains de l'échantillon traité peut varier de 0,0004 à 4 mm. Lorsque l'échantillon est introduit dans le sédigraphe, celui-ci utilise la dispersion du faisceau contre les particules contenues dans la chambre statique. Ensuite, il calcule la taille de ces particules en fonction du motif de dispersion produit (Hoey, 2004).

Dans le cadre de cette étude, la méthode utilisée pour déterminer la nature granulométrique a été modifiée de Sheldrick (1984). L'analyse des particules supérieures à 0,063 mm a été faite par tamisage à sec tandis que l'analyse de la fraction inférieure à 0,063 mm a été réalisée par tamisage humide et par diffraction laser à l'aide d'un sédigraphe (Analysette 22 de Fritch). La méthode s'est effectuée en cinq étapes: l'élimination de la matière organique, la défloculation des sédiments, le tamisage à sec ($> 0,063$ mm), le tamisage humide ($< 0,063$ mm) et la diffraction laser ($< 0,063$ mm). La modification majeure apportée à la méthode de Sheldrick (1984), est l'étape concernant l'élimination de la matière organique et celle de l'analyse des grains $< 0,063$ mm. L'auteur suggère de détruire les résidus organiques par oxydation en laissant reposer l'échantillon pendant 24 heures dans une

solution contenant 250 ml d'eau distillée et 5 ml de H₂O₂ (péroxyde) ayant une concentration de 30 %. Afin d'accélérer le processus, la matière organique a plutôt été détruite par PAF (perte au feu) d'après la méthode de Heiri, Lotter et Lemcke (1999). Pour chacun des échantillons, les résidus organiques ont donc été brûlés à 550 °C durant 30 minutes. En ce qui a trait à l'analyse des grains dont la taille est inférieure à 0,063 mm, la méthode de densité (Sheldrick, 1984) a été remplacée par la diffraction laser, qui est beaucoup plus rapide et précise.

Suite aux manipulations de la granulométrie, les données recueillies ont été analysées avec les paramètres statistiques de Folk et Ward (1957). Ces derniers sont utiles pour définir la moyenne graphique, l'écart-type, le coefficient d'asymétrie et le coefficient d'angulosité de la matrice (< 2 mm) de chacun des échantillons analysés. Selon Boggs (1995) et Hoey (2004), la moyenne graphique (1) permet d'établir de quelle fraction est principalement composée l'échantillon traité. L'écart-type (2) sert à démontrer l'indice de tri de l'échantillon, soit bien, modérément ou mal trié. Le coefficient d'asymétrie (3) indique vers quelle fraction la distribution des grains qui composent l'échantillon est déviée. Finalement, le coefficient d'angulosité (4) de la courbe granulométrique représente une donnée quantitative utilisée pour décrire la déviation de la distribution par rapport à la normalité. Les équations de ces paramètres statistiques sont les suivants (Folk et Ward, 1957):

$$1) \text{ Moyenne graphique } (M_z): \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$2) \text{ Écart-type } (\sigma_i): \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

$$3) \text{ Coefficient d'asymétrie } (SK_t): \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2 \phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2 \phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$4) \text{ Coefficient d'angulosité } (K_g): \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Afin d'évaluer la présence en carbone inorganique à l'intérieur des sédiments du secteur à l'étude, la teneur en CO_3 des dépôts quaternaires échantillonnés a été mesurée. Dans un premier temps, la fraction inférieure à 2 mm de 11 échantillons composés d'une matrice fine a été extraite. Sur celle-ci, la teneur en CO_3 a été déterminée à l'aide de la méthode de Dean (1974). Cette dernière consiste à brûler séquentiellement l'échantillon, d'abord pendant 30 minutes à 600 °C puis pendant 1 heure à 1 000 °C. À 600 °C, le carbone organique se consume tandis qu'à 1000 °C, c'est au tour du CO_3 . La teneur de ces composés peut ensuite être établie à l'aide de rapports de poids.

Dans un deuxième temps, 60 échantillons ont été analysés à l'aide de la méthode de Dreimanis (1962). Cette méthode consiste principalement à évaluer de manière quantitative le taux de calcite (CaCO_3) et de dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) à l'aide d'un appareil Chittik (calcimètre). Ce dernier est conçu pour mesurer essentiellement le volume de CO_2 dégagé par la dissolution du CaCO_3 en contact avec du HCl 15 %. Donc, en fonction du volume de CO_2 dégagé par un étalon de CaCO_3 et du volume dégagé par un échantillon de sédiments, il est possible de déterminer le pourcentage de CaCO_3 présent dans ce même échantillon. Les mesures ont été effectuées sur la fraction inférieure à 0,063 mm, car il s'agit de la taille terminale des minéraux carbonatés (Dreimanis et Vagners, 1971). Par la suite, la quantité approximative de CaCO_3 contenue dans les dépôts meubles a pu être évaluée à partir des données de superficie, densité, volume, granulométrie et épaisseur moyenne des dépôts. Cette suite d'équations est présentée au chapitre IV.

CHAPITRE II

L'érosion glaciaire

Le poli glaciaire du substratum ainsi que les épaisseurs de till recensées témoignent de l'importante érosion glaciaire ayant eu lieu dans le secteur à l'étude. L'épaisseur du till observé en coupe atteint six mètres et les forages effectués au début des années 1970 dévoilent, localement, des épaisseurs allant jusqu'à 14 m (La commission hydroélectrique de Québec, 1972). Le présent chapitre traite des différentes formes associées à l'érosion glaciaire se trouvant dans le secteur, soit les mésoformes (échelle métrique) et microformes (échelle centimétrique ou millimétrique). Sur l'ensemble du territoire, nous n'avons pas observé de macroformes (échelle kilométrique) telles que des vallées glaciaires ou des cirques. De telles marques d'érosion sont plutôt visible par images satellites à petite échelle (Boulton et Clark, 1990).

2.1 Les formes d'érosion

2.1.1 Mésoformes

Les mésoformes d'érosion glaciaire observées dans la région étudiée se concentrent surtout en bordure de la route qui s'étend entre Némiscau et EM-1, ainsi que sur les rives de la rivière Eastmain. Ces formes sont des cannelures, des roches moutonnées et des rochers dissymétriques. Les cannelures sont essentiellement un remodelage ou un surcreusage d'une microforme, telle une strie ou une rainure. Elles ne déterminent pas l'orientation de l'écoulement de la glace, mais toutefois elles sont des indices de la direction (Martineau, 2002). Les cannelures répertoriées varient de l'unité centimétrique à métrique. La plus grosse cannelure observée atteint deux mètres de largeur par plus de 10 mètres de longueur et est située sur la rive nord de la rivière Eastmain (fig. 2.1). La direction de celle-ci témoigne d'un



Figure 2.1 Cannelure métrique orientée vers l'OSO (250°) située sur la rive nord de la rivière Eastmain, au SE de la tourbière du Ruisseau Natel. Carnet de 20 cm pour l'échelle. (Voir figure 1.6, site de validation n° 62)

écoulement OSO-ENE (250°-070°). Elle se trouve en surface d'un rocher dissymétrique indiquant un écoulement glaciaire vers l'OSO. Cette direction correspond à l'écoulement dominant pour l'ensemble de la région (Veillette, 1995). En surface de cette forme se trouvent des dizaines de stries indiquant, à quelques degrés près, le même sens d'écoulement.

Les roches moutonnées et les rochers dissymétriques sont deux formes dues à l'abrasion et au débitage du socle rocheux. Plutôt rares dans la région, les roches moutonnées sont des rochers où l'aval glaciaire est caractérisé par une face abrupte dû au débitage, et où l'amont glaciaire est caractérisé par une pente douce associée à l'abrasion (Laverdière, Guimont et Dionne, 1985; Benn et Evans, 1998). Des roches moutonnées ont été observées sur la rive nord de la rivière Eastmain (fig. 2.2). Leurs dimensions sont inférieures à un mètre de hauteur et à moins de deux mètres de longueur. Leur largeur est également inférieure à deux mètres. Leur disposition témoigne de l'écoulement dominant vers l'OSO (240°).

Les rochers dissymétriques se distinguent des roches moutonnées par le fait que leur forme est moins distincte et qu'ils sont souvent isolés, contrairement aux roches moutonnées qui se présentent souvent en groupe. De plus, dans la région d'étude, leur taille est légèrement plus grosse, soit jusqu'à 10 m de longueur, tandis que les roches moutonnées n'atteignent que 3 à 5 m. Ils permettent d'établir facilement le sens de l'écoulement glaciaire puisqu'ils sont également des formes composées d'un versant abrupt indiquant l'aval et d'un versant à pente douce indiquant l'amont (fig. 2.3; Laverdière, Guimont et Dionne, 1985). La prise de mesure de l'orientation des stries observées en surface des rochers dissymétriques, peut en fait servir à raffiner l'interprétation des écoulements. Pour l'ensemble de la zone étudiée, l'orientation de ces rochers est principalement associée à un écoulement vers l'OSO et le SO.

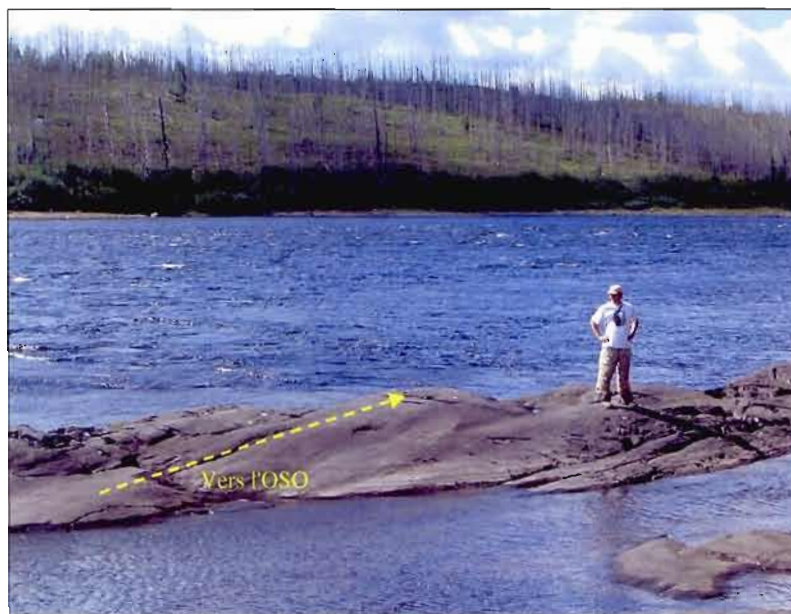


Figure 2.2 Roches moutonnées situées sur la rive nord de la rivière Eastmain, au SE de la tourbière du Ruisseau Natel. Elles sont orientées vers l'OSO (240°). (Site de validation n° 62)



Figure 2.3 Rocher dissymétrique orienté vers l'OSO. Situé en bordure du réservoir EM-1, près du belvédère au SO du barrage EM-1.

2.1.2 Microformes

Plus d'une centaine (104) de microformes d'érosion telles que stries, sillons / troncatures, broutures et fractures de broutage ont été recensées dans la région étudiée. La taille de ces marques d'écoulement est principalement d'ordre centimétrique. Tout comme les mésoformes, elles abondent en bordure de la rivière Eastmain. La grande majorité des affleurements situés en forêt ont subi une altération importante, rendant ainsi difficile les mesures de stries. Il a été tout de même possible de mesurer quelques stries préservées en surface des veines de quartz. De plus, suite à la construction de la route entre Némiscau et Eastmain-1, plusieurs sédiments meubles qui masquaient le substratum ont été prélevés, donnant ainsi accès à des microformes d'érosion glaciaire non altérées.

Les stries sont les formes d'érosion glaciaire les plus abondantes sur le secteur. Ces marques d'écoulement glaciaire ont été mesurées à 32 sites répartis sur l'ensemble du territoire. Localement, ces microformes se recoupent, indiquant ainsi la chronologie relative des différents écoulements survenus (fig 2.4 et 2.5).



Figure 2.4 Stries orientées OSO-ENE recoupant des stries ONO-ESE (1 et 2). Situées sur une île de la rivière Eastmain au SSO de la tourbière du Ruisseau Natel.

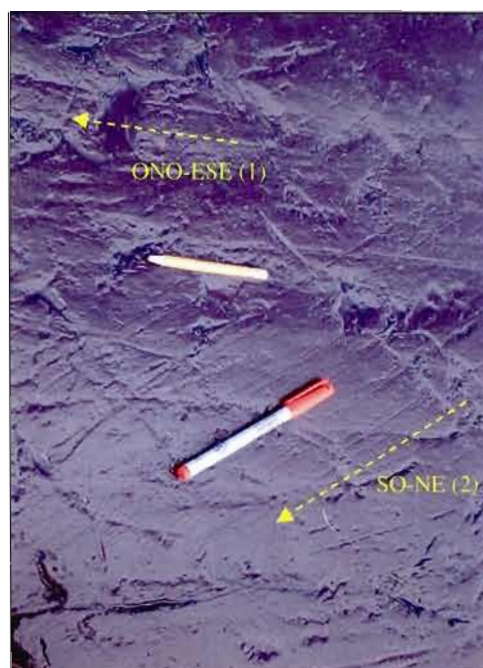


Figure 2.5 Stries orientées SO-NE recoupant des stries ONO-ESE (1 et 2). Affleurement situé sur la rive nord de la rivière Eastmain, au NNE de la tourbière du Ruisseau Caché. (voir fig. 1.6, site n° 4)

Comme les stries n'indiquent pas le sens d'écoulement de la glace, celui-ci a été estimé en fonction de la concordance de leur orientation avec celle de la forme sur laquelle on les observait (rocher dissymétrique ou roche moutonnée).

Les affleurements striés sont souvent accompagnés de fractures de broutage et de broutures. Ces deux microformes sont provoquées par un bloc ancré dans la glace à la base du glacier exerçant une pression sur le roc. Les fractures de broutage sont une série de marques en croissant où l'orientation de la fracture principale indique le sens de l'écoulement (Parent, 1990). Ainsi, il est possible de déterminer l'orientation des stries adjacentes, si celles-ci possèdent la même direction. Sur le terrain, appuyée de l'orientation de la forme sur laquelle elles se trouvaient, l'orientation des fractures variait principalement du NO au SO.

Il existe deux types de brouture, les convexes et les concaves. À l'intérieur de la zone d'étude, seulement les broutures concaves ont été observées. Il s'agit de marques en croissant dont la concavité est orientée vers l'amont glaciaire (Laverdière, Guimont et Dionne, 1985; Martineau, 2002). Les broutures observées dans la région à l'étude témoignent d'une orientation variant de l'ONO au SO. Au NO de l'aéroport de Némiscau, des broutures concaves témoignant d'un écoulement vers l'OSO (250°) et d'un autre vers le SO (220°) ont été observées en surface d'un affleurement rocheux délavé de sa couverture de till.

Les stries recoupant les sillons et les troncatures impliquent toujours deux écoulements différents (Benn et Evans, 1998) et permettent de confirmer la chronologie de ces écoulements glaciaires. À une dizaine de kilomètres du barrage Muskeg (N 52° 12' 40", O 76° 35' 06"), situé sur la rivière Eastmain, un sillon, sur lequel de petites stries centimétriques de direction ONO-ESE (280°-100°) ont été observées, est recoupé par des stries de direction OSO-ENE (240°-60°). Il s'agit en fait d'un écoulement vers l'ONO (280°) tronqué par un écoulement ultérieur vers l'OSO (240°). Ce type d'observation est en accord avec la chronologie de Veillette (1995, 1997), laquelle suggère que l'écoulement vers l'ONO aurait graduellement migré vers l'OSO. Localement, des sillons témoignent aussi d'un écoulement dont la direction est plutôt N-S : la direction observée variant entre 350°-170° et 006°-186°. Ces sillons ont été observés sur les faces d'arrachage de certaines roches moutonnées ou

rochers dissymétriques, en position protégée par rapport à tous les autres mouvements glaciaires observés.

2.2 Les mouvements glaciaires régionaux

Dans la région du réservoir EM-1, les écoulements glaciaires déduits de mesures de la majorité des mésoformes et des microformes d'érosion (32 sites) sont dirigés vers l'ONO (300°) et le SO (220°) (fig. 2.6). Par contre, 6 sites d'observation ont permis d'identifier des écoulements antérieurs soit, NNO-SSE et NNE-SSO. Dû à faible variation de ces orientations, ces derniers sont sans doute caractéristiques du même mouvement (N-S). De tous les sites visités, seulement huit présentaient des marques d'érosion témoignant d'un seul mouvement glaciaire. Ce mouvement toujours vers l'OSO (environ 240°) a été identifié dans la plupart des sites ayant aussi enregistré d'autres orientations de mouvements. Il semble indiquer le sens d'écoulement glaciaire dominant sur l'ensemble du territoire, puisque la plupart des formes d'accumulation glaciaires (drumlins et crag-and-tails) sont de direction OSO-ENE (voir chap. III).

Les recoupements de stries, la localisation de certaines surfaces striées en position protégée et la morphologie des marques en croissant, les roches moutonnées et les rochers dissymétriques permettent de proposer la chronologie suivante pour les phases d'écoulement glaciaire : un ancien mouvement, N-S (NNO-SSE et NNE-SSO), un deuxième mouvement vers le NO et l'ONO, un troisième mouvement de direction O-E, un quatrième mouvement vers l'OSO et un dernier mouvement vers le SO (fig. 2.6). Mis à part l'ancien mouvement N-S, les autres mouvements sont en accord avec la chronologie de Veillette, Dyke et Roy (1999).

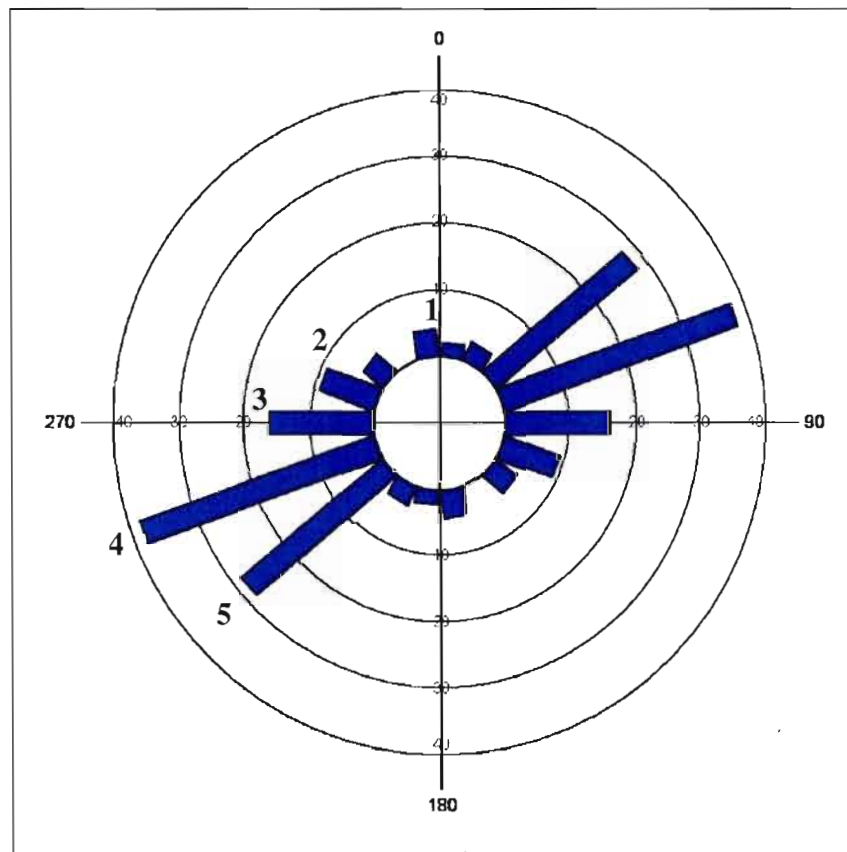


Figure 2.6 Diagramme montrant le nombre de directions d'écoulements glaciaires mesurés à partir de l'analyse des stries et de la chronologie relative de ces principaux écoulements. (1 = le plus ancien)

CHAPITRE III

Lithostratigraphie des dépôts quaternaires

3.1 Les dépôts glaciaires

Au cours du Wisconsinien, la dynamique glaciaire a généré un important processus d'érosion sur la surface du Bouclier canadien et d'imposantes quantités de sédiments détritiques ont été incorporées à la masse glaciaire (Shilts, 1982; Dyke *et al.* 1989). Lors de l'avancée et du retrait de l'Inlandsis laurentidien, d'épaisses couvertures de sédiments mal triés ont été mises en place. Ce type de sédiment correspond à un diamicton et consiste en un mélange de débris rocheux comprenant une matrice, dont la taille des grains est variable (Dreimanis, 1976; Scott, 1976; Dreimanis et Schlüchter, 1985; Fernlund, 1994). Le diamicton du secteur à l'étude présente des caractéristiques communes du till, et celui-ci se trouve ici sous trois différents types de faciès : le till de fond, le till d'ablation et le till associé aux complexes de moraines de De Geer.

3.1.1 Le till

3.1.1.1 Le till de fond

Sur la carte des dépôts de surface (app. A), le till de fond et le till d'ablation n'ont pas été différenciés, faute des limites d'identification associées à la photo-interprétation. Cependant l'étude de coupes sédimentaires suggère que le till en couverture continue (unité 1b) correspond généralement au till de fond, alors que le till en couverture discontinue (unité 1a) correspond au till d'ablation. Ensemble, ces deux unités couvrent 57 % de la superficie cartographiée, le till constitue donc le type de dépôt quaternaire couvrant la plus grande

étendue. De ce total, 22 % du till se présente sous la forme d'une couverture continue (supérieure à 1 m) et 35 %, en couverture discontinue (inférieure à 1 m).

Sur l'ensemble du territoire, le till de fond a été observé à 23 sites à des altitudes variant entre 230 et 317 m. Il repose en discordance sur le roc (fig. 3.1). Le till de fond est fréquemment surmonté de dépôts d'origine glaciaire, fluvioglaciaire, marine ou organique. Il se présente sous la forme d'un diamicton très compact à galets non jointifs (fig. 3.2). Dû à leur importante compacité réduisant leur capacité de drainage, les sédiments demeurent humides en permanence. Localement, des lentilles centimétriques de sable sont présentes dans la matrice. Des cailloux et des blocs anguleux et sub-anguleux sont abondants (~ 5 %), tant à l'intérieur qu'en surface du till. La nature pétrographique du till (< 25 cm), constituée de roches ignées et métamorphiques telles que des gneiss granitiques, ainsi que des roches métavolcaniques et métasédimentaires, reflète la lithologie du secteur. Tout comme le mentionne Hardy (1976), le till est de couleur grise et il devient brun pâle suite à l'oxydation des minéraux. Ce phénomène d'altération peut atteindre une profondeur moyenne d'un mètre. À l'intérieur du secteur cartographié, l'épaisseur maximale du till est de six mètres.

Les formes d'accumulation associées à la mise en place du till de fond sont essentiellement des drumlins (fig. 3.3 et 3.4) et des crag-and-tails. Ces formes sont parallèles à l'écoulement de la glace et atteignent une longueur maximale de 1 200 m et une largeur de 600 m. Une hauteur moyenne de moins de 10 m a été déduite grâce à des images satellitaires. Cependant, en coupe, une épaisseur maximale de six mètres de till de fond a été observée dans un drumlin. Bien que les formes fuselées se répartissent sur l'ensemble du territoire, elles sont plus nombreuses dans certains secteurs. Trois champs de drumlins sont observés : un premier au SO du lac Natel, un second au nord du lac Fer à Cheval, et un troisième, le plus important, est situé à l'ouest des lacs du Camp Indien et Pivert. Il représente le secteur ayant la plus grande étendue de till en couverture continue (app. A). Tous les drumlins à l'intérieur de ces champs montrent la même orientation, OSO-ENE. Localement, sous l'altitude de 274 m, un délavage du till est observé en surface, témoignant ainsi d'un remaniement par les eaux marines de la Mer de Tyrrell (fig. 3.5).

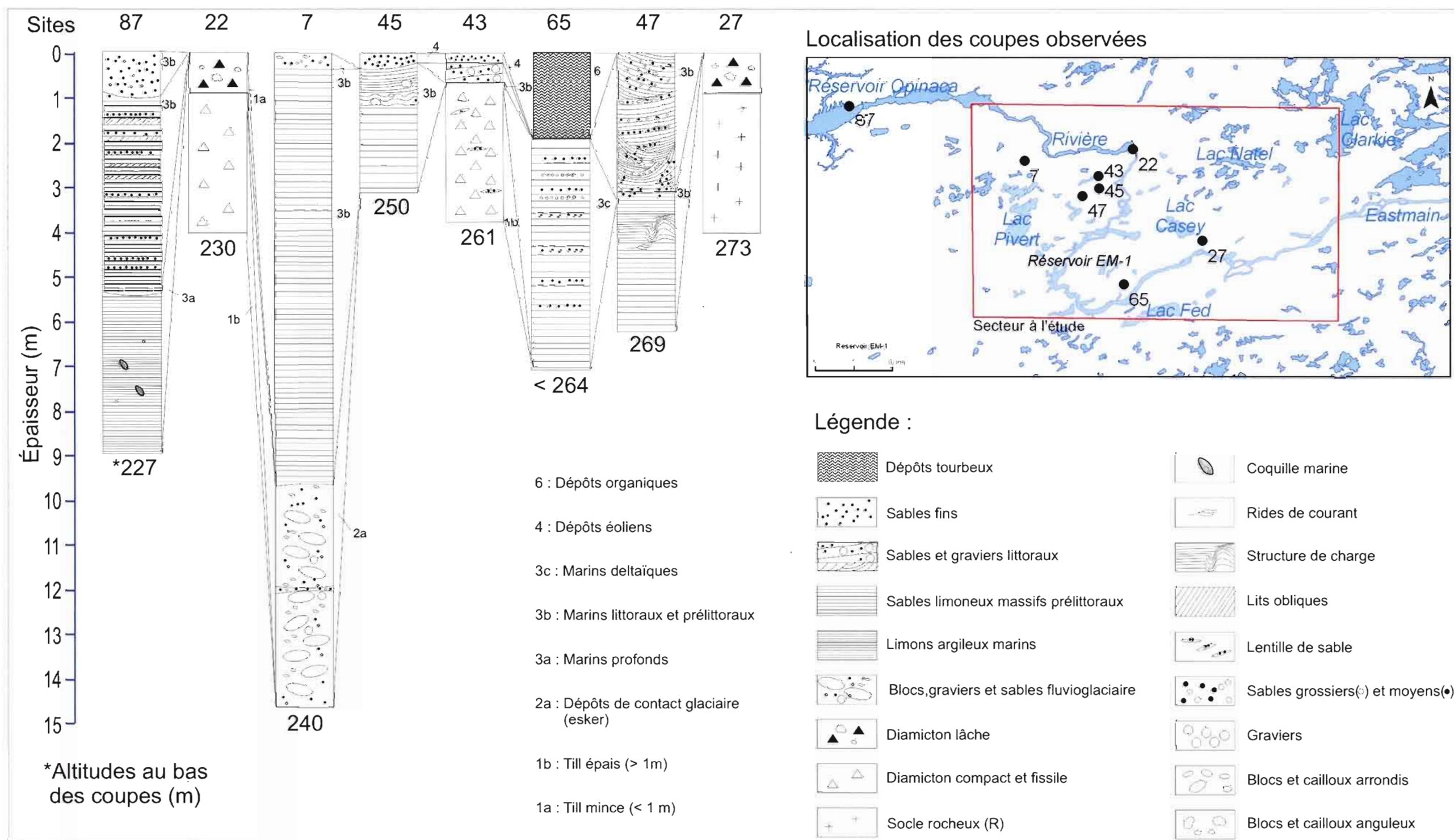


Figure 3.1 Lithostratigraphie des dépôts superficiels de la région de EM-1.



Figure 3.2 Coupe montrant un till de fond très compact surmonté de sédiments de contact glaciaire (esker). Vers l'ESE du campement EM-1.



Figure 3.3 Drumlins situés à l'ouest de la tourbière du Grand-Détour. Orientés vers l'OSO. Source : Image © 2007 Digital Globe, Google Earth.



Figure 3.4 Drumlins situés au nord du lac Fer à Cheval, orientés OSO-ENE. Source : Image © 2007 Digital Globe - Terra Metrics, Google Earth.

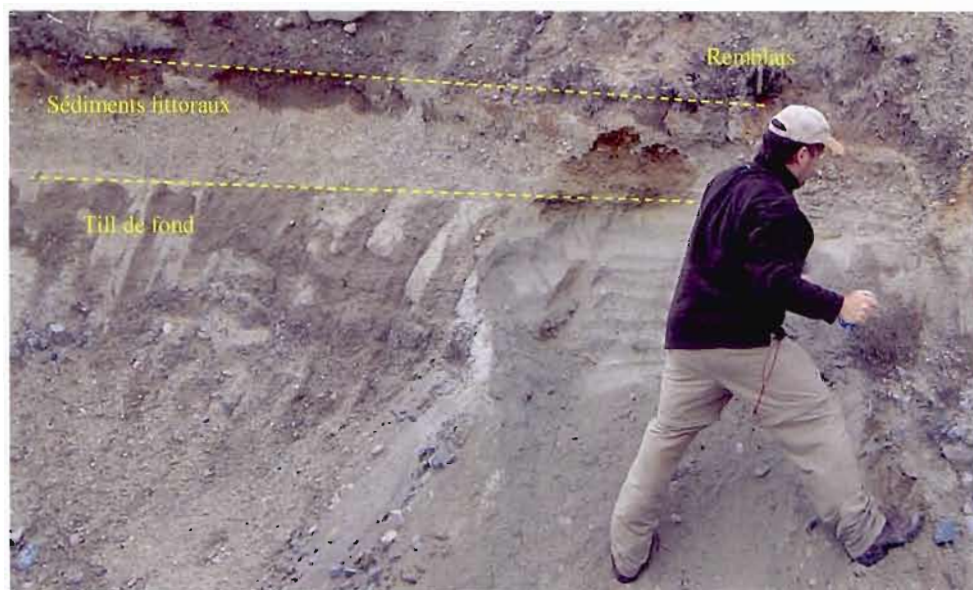


Figure 3.5 Coupe montrant un till de fond remanié par les eaux marines de la Mer de Tyrrell. Site d'observation n° 43, altitude de 261m.

Hardy (1976) suggère que le till de fond des basses terres de la Baie James, contient en moyenne 1 % de blocs et de 5 à 15 % de cailloux. Ceci exclut le secteur des basses terres où se trouvent des roches paléozoïques. Nos analyses granulométriques indiquent que la matrice du till de fond (< 2,0 mm) est majoritairement constituée de sable limoneux. En moyenne, le till de fond est constitué de 63 % de sable, 33 % de limon et 4 % d'argile (fig. 3.6). Selon les analyses statistiques des données granulométriques moyennes du till de fond (app. B), la moyenne graphique (3,39) obtenue révèle que la matrice de ce till de fond est principalement constituée de sable très fin. L'écart-type (2,61) indique que ce diamicton est très pauvrement trié et son coefficient d'asymétrie (0,14) indique une distribution granulométrique déviée vers les particules grossières. Quant au coefficient d'angulosité (0,97), il indique que la distribution granulométrique moyenne du till de fond est mésokurtique.

3.1.1.2 Le till d'ablation

Dans le secteur à l'étude, le till d'ablation a été observé à un seul site (site n° 22; fig. 3.1). Le till d'ablation a été mis en place lors de la fonte de la glace. Il est constitué de sédiments intraglaciaires et supraglaciaires déposés sur le till de fond ou sur le roc (Muller, 1983). Ses caractéristiques compositionnelles reflètent donc l'influence de l'eau de fonte.

La teneur en cailloux et en blocs du till d'ablation est beaucoup plus importante (~ 25 %) que dans le till de fond. Il s'agit d'un matériel peu compact et presque totalement délavé de ses particules fines; ces dernières ayant sans doute été emportées par les eaux de fonte lors de sa mise en place. Le till d'ablation est oxydé et recouvre le till de fond sur une épaisseur d'environ un mètre et demi (fig. 3.7). Il constitue généralement un mince placage sans expression topographique particulière. L'échantillon prélevé contenait 68 % de sable, 26 % de limon et 6 % d'argile. Les analyses statistiques sur la distribution granulométrique de l'unique échantillon recueilli livrent les valeurs suivantes (app. B) : la moyenne graphique (2,94) démontre que la matrice de l'échantillon est principalement composée de sable fin. L'écart-type (3,14) indique un matériel très pauvrement trié avec un coefficient d'asymétrie (0,39) qui témoigne d'une distribution granulométrique déviée vers les particules très

grossières. Enfin, le coefficient d'angulosité (0,90) indique que la distribution granulométrique est platykurtique.

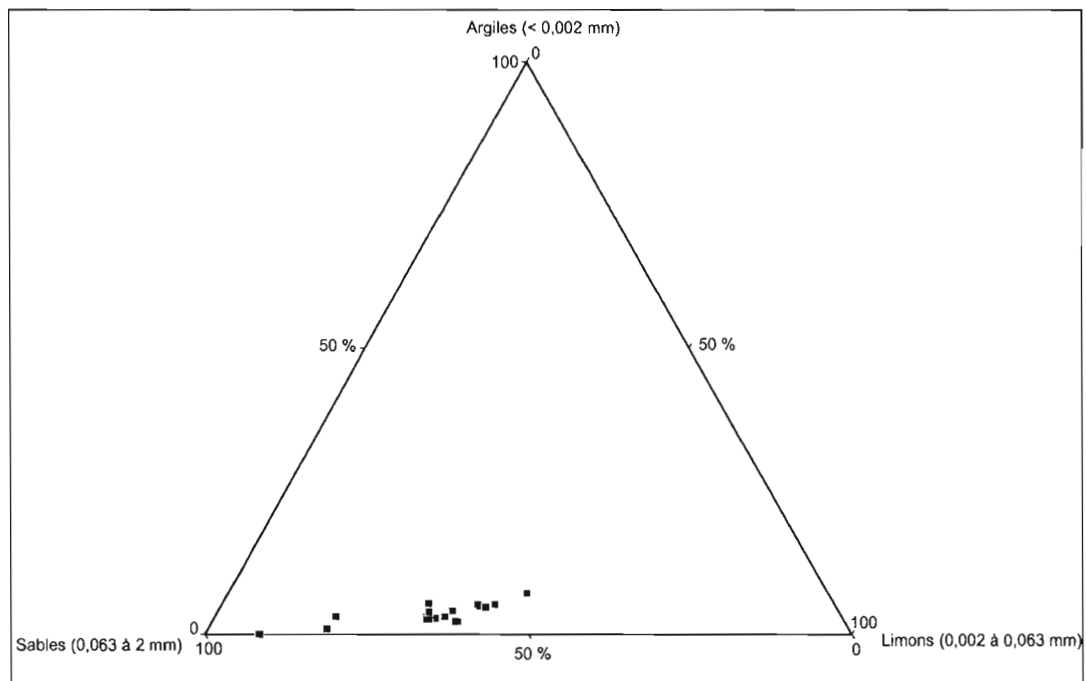


Figure 3.6 Diagramme ternaire des données granulométriques du till de fond. (17 échantillons)

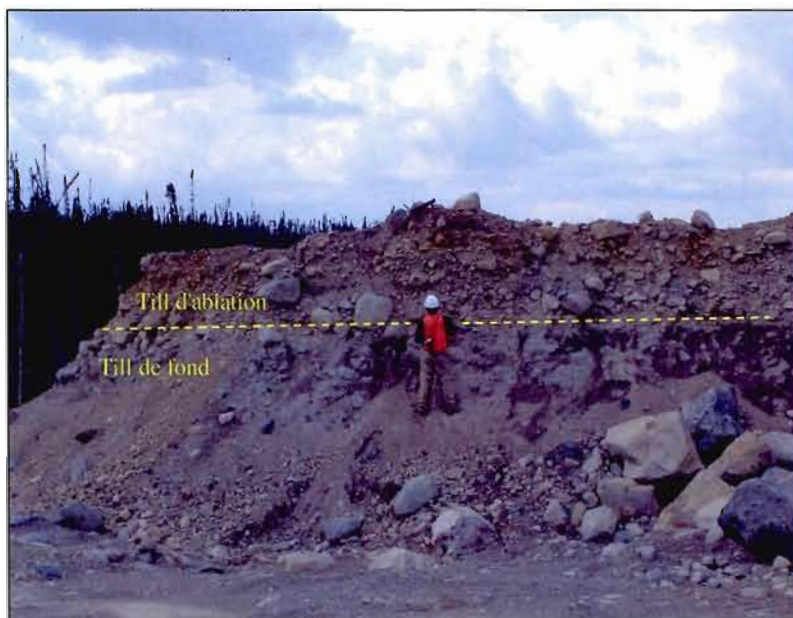


Figure 3.7 Coupe montrant un till de fond recouvert d'un till d'ablation. Notez la densité supérieure des éléments grossiers dans le till d'ablation par rapport au till de fond. Site d'observation n° 22.

3.1.2 Le till des moraines de De Geer

Les moraines de De Geer sont de petites crêtes mises en place parallèlement les unes aux autres ainsi qu'au front de la glace; elles sont donc perpendiculaires à l'écoulement glaciaire. Bien que leur mode de mise en place demeure énigmatique, on estime que ces formations morainiques sont construites à la base du front glaciaire en contact avec un plan d'eau adjacent (Elson, 1957; Boulton, 1986; Zilliacus, 1989). Certains auteurs ont suggéré que la distance qui les sépare indique le taux de retrait annuel du front glaciaire (De Geer, 1897; Vincent, 1977, 1989). Selon cette première hypothèse de mise en place, l'épandage subaquatique des sédiments s'accumulant au fond de l'eau servirait donc d'appui pour le glacier lors de sa rééquilibration annuelle (Vincent, 1977; Boulton, 1986).

Une seconde hypothèse propose que, suite à une baisse du niveau de la nappe d'eau adjacente, ces crêtes morainiques seraient le résultat du remplissage de crevasses

séquentielles situées à la base du glacier (Zilliacus, 1989). Ainsi, en se déposant sur le substratum, le glacier forcerait le till basal à remplir les crevasses. Ensuite, lorsque le niveau d'eau remonterait, le glacier se rééquilibrerait et laisserait ces petites constructions morainiques en place (Elson, 1957; Zilliacus, 1989; Beaudry et Prichonnet, 1991; Beaudry, 1994).

Les complexes de moraines de De Geer ne sont pas très répandus sur le secteur à l'étude ($< 1\%$). Ils se situent principalement dans le secteur NO de la région (à l'est du campement EM-1) où l'altitude est la plus faible (entre 222 et 215 m) et la topographie plutôt plane. Les moraines de De Geer sont séparées par des accumulations de dépôts organiques et sont parfois recouvertes de sédiments pré littoraux. Ces moraines sont formées essentiellement de till grisâtre compact. Le délavage du till par les eaux marines post-glaciaires explique l'abondance des blocs en surface (fig. 3.8).



Figure 3.8 Moraines de De Geer au site d'observation n° 38.

Dans le secteur à l'étude, l'altitude des trois sites où ces moraines ont été observées varie de 222 à 250 m. La taille des crêtes varie de 200 à 500 m de longueur, 20 m de largeur,

tandis que leur hauteur n'atteint que 4 à 5 m. Leur morphologie montre un versant distal à pente douce faisant face au SO et un versant proximal constitué d'une pente abrupte face au NE. La distance moyenne entre les crêtes morainiques est de 150 m. Quelques kilomètres à l'ouest du secteur à l'étude, aux environs de la Moraine de Sakami, les moraines de De Geer sont beaucoup plus nombreuses et sont espacées d'une distance moyenne de 90 m (fig. 3.9).



Figure 3.9 Vue aérienne de la moraine frontale de Sakami et d'une série de moraines de De Geer situées au NE de celle-ci (52° 02' 37.50" N, 76° 25' 43.47" O). Source : Image ©2007 Digital Globe, Google Earth.

Dans le secteur de La Grande-3 (LG-3), aux environs de la longitude 76° 20', Boucher (1999) a observé quelques séries de ces moraines dont les crêtes sont séparées de 150 à 200 m. Dans le cours inférieur de la rivière La Grande, Vincent (1977) a observé des crêtes morainiques dont la longueur varie de 50 à 1 500 m, la hauteur de 1 à 10 et d'une largeur située entre 50 et 150 m. À partir de l'estuaire de la rivière La Grande jusqu'aux environs de LG-3 (76° 30'), ce dernier a noté des champs de moraines de De Geer entre 135 et 245 m d'altitude. Sur le versant est de la Baie James, Hardy (1976) a identifié deux différentes zones de moraines de De Geer, l'une associée à un plan d'eau lacustre et l'autre à

un plan d'eau marin. La zone de moraines de De Geer associée au plan d'eau marin se situe entre 120 et 250 m d'altitude. Ce même auteur y a observé des crêtes dont la hauteur variait entre 5 et 7 m, la largeur de 15 à 40 m et la longueur, de 300 à 1 000 m.

Deux échantillons prélevés à 70 cm sous la surface de deux différentes moraines de De Geer, semblent démontrer une grande variation de la taille des grains dans la matrice. Un des échantillons, prélevé à 236 m d'altitude, contenait 69 % de sable, 29 % de limon et 2 % d'argile. L'autre, situé à 222 m d'altitude, était composé de 10 % de sable, 87 % de limon et 3 % d'argile. Hardy (1976), suggère que ces moraines ont la même composition granulométrique que le till, mais il a identifié une composante mineure de limons argileux et de sable limoneux. Selon les analyses statistiques des données granulométriques moyennes du till des moraines de De Geer (app. B), la moyenne graphique (4,13) obtenue permet de démontrer que la matrice du till est principalement constituée de limon grossier. L'écart-type (1,81) indique un sédiment pauvrement trié avec un coefficient d'asymétrie (0,22) qui révèle une distribution granulométrique déviée vers les particules grossières. Quant au coefficient d'angulosité (1,27), il indique que la distribution granulométrique moyenne de ce type de till est leptokurtique.

3.2 Les dépôts d'origine fluvioglaciaire

Dans la séquence stratigraphique du secteur EM-1, les dépôts fluvioglaciaires recouvrent le till de fond. Ils sont parfois recouverts par des dépôts marins (fig. 3.1) ou organiques. Ces sédiments ont été mis en place par les eaux de fonte, sous la glace ou en bordure de celle-ci. Ils se divisent en deux types: les sédiments de contact glaciaire et les sédiments d'épandage proglaciaire.

3.2.1 Sédiments de contact glaciaire

Les sédiments de contact glaciaire recensés sont essentiellement des eskers. Ils couvrent 2 % de la superficie de la zone étudiée et ont principalement été observés en discordance avec le till de fond (fig. 3.2). La disposition des eskers, généralement parallèles à

l'écoulement glaciaire, est principalement orientée selon un axe OSO-ENE. Deux eskers sont orientés vers l'ouest. Ces derniers sont situés plus bas en altitude, soit au sud de la tourbière du ruisseau Natel (276 m) et dans le secteur ouest du campement EM-1 (243 m; app. A). L'orientation de ces deux eskers est sans doute contrôlée par la topographie. La hauteur maximale des eskers observés atteint 10 m tandis que la largeur maximale atteint plus de 15 m. Ces formes serpentent de façon discontinue, pouvant atteindre jusqu'à 30 km de longueur, comme dans le cas de l'esker qui traverse la rivière Eastmain et se rend jusqu'au sud du lac Pivert (app. A). Puisque mis en place par les eaux de fonte, les eskers sont composés de sables, de graviers et de blocs sub-arrondis à arrondis (fig. 3.10). Tout comme pour les dépôts glaciaires, sous l'altitude de 274 m la surface des eskers a été remaniée et les blocs y sont plus abondants. Les eskers sont aussi parfois recouverts de sédiments littoraux, pré-littoraux et localement de blocs de délestage (fig. 3.11). Au sud de la tourbière du ruisseau Natel, le remaniement littoral n'atteint que les flancs de l'esker, créant de part et d'autre un épandage de sables et graviers.

Parfois, la concentration de blocs peut atteindre 50 % de l'ensemble des sédiments (fig. 3.10). Les blocs sont généralement arrondis à subarrondis, démontrant l'importance du transport par les eaux de fonte. Quatre échantillons de sédiments de contact glaciaire ont été analysés en laboratoire pour en définir leur composition granulométrique. En moyenne, ils contenaient 87 % de sable, 12 % de limon et 1 % d'argile. Selon les analyses statistiques des données granulométriques moyennes des sédiments de contact glaciaire (app. B), la moyenne graphique (1,32) obtenue démontre que la matrice du till est principalement constituée de sable moyen. L'écart-type (1,55) indique que ce type de sédiment est pauvrement trié et le coefficient d'asymétrie (0,22) une distribution granulométrique déviée vers les particules grossières. Les valeurs du coefficient d'angulosité (0,94), révèlent que la distribution granulométrique moyenne des sédiments est mésokurtique.



Figure 3.10 Coupe montrant les sables, graviers et blocs (~10m) d'un esker orienté E-O, surmonté par des dépôts pré-littoraux. Site n° 7, à l'ouest du campement EM-1.



Figure 3.11 Bloc de délestage déposé en surface d'un esker. Prise de vue vers le SE, à proximité du site d'observation n° 46, situé à une altitude de 250 m.

3.2.2 Sédiments proglaciaires

En périphérie de la marge glaciaire, les eaux de fonte ont favorisé la mise en place de quelques plaines d'épandage. Ces dépôts fluvioglaciaires recouvrent le till ou le roc localisés au pourtour et en aval des eskers. Dans le secteur étudié, ces épandages ont été observés à cinq sites pour lesquels l'altitude varie entre 265 et 283 m. Au total, les sédiments proglaciaires couvrent 11 % du secteur cartographié. Ceux-ci occupent le fond des vallées ainsi que les vastes plaines où la topographie est très faible.

Les étendues de sables et graviers d'origine proglaciaire se concentrent principalement dans la partie est du secteur, soit du SO du lac Clarkie, à l'est du lac Casey, là où le territoire couvert par l'invasion marine est plutôt restreint (app. A). Les secteurs situés au nord ainsi qu'à l'ouest de la tourbière du ruisseau Natel sont les plus typiques de la zone d'étude : la surface de ces formes d'accumulation est plutôt tabulaire et parsemée de petits eskers de taille métrique (fig. 3.12) ainsi que d'affleurements rocheux.

Les plaines d'épandage sont, en grande partie, composées de sables et graviers, ainsi que de blocs arrondis. La structure de ces sédiments est caractérisée par une stratification horizontale des sables et graviers, ainsi que par la présence sporadique de blocs. L'épaisseur maximale observée sur le terrain n'atteint que 60 cm. Puisque aucun échantillon n'y a été prélevé, aucune donnée granulométrique n'est présentée.



Figure 3.12 Esker de taille métrique orienté vers le SO, situé dans une plaine d'épandage sans remaniement littoral. Site d'observation n° 23, altitude de 286 m.

3.3 Dépôts marins

Les sédiments, mis en place dans l'environnement marin de la Mer de Tyrrell, couvrent 21 % du secteur cartographié. Ils se présentent sous quatre différents faciès: les dépôts profonds, deltaïques, pré littoraux et littoraux. Dans la séquence stratigraphique, ces derniers peuvent surmonter tous les autres types de dépôts de la région à l'exception des sédiments éoliens, des alluvions et des dépôts organiques mis en place ultérieurement (fig. 3.1).

3.3.1 Sédiments mis en place en eau profonde

Dans la région étudiée, l'étendue des sédiments marins profonds est très réduite et ne couvre que 2 % de la superficie cartographiée. Ces sédiments se concentrent dans le NO de la région, près du campement EM-1 où ils sont entaillés par un réseau de drainage de type dendritique (app A). Ces dépôts ont été observés sous une altitude maximale de 230 m. Les

différentes coupes observées (fig. 3.1) montrent des limons argileux ou des limons sableux massifs, compacts et grisâtres sur une épaisseur maximale de 5 m (fig. 3.13). Dû à un phénomène d'oxydation, les premiers centimètres de surface sont généralement brun pâle. Localement, des rythmites (fig 3.14) ainsi que des petits cailloux de délestage de forme anguleuse à arrondie ont été observés. Les rythmites sont constituées de lits pâles en alternance avec des lits plus foncés. Les dépôts marins profonds observés ne sont pas fossilifères, à l'exception d'un site à l'ouest du secteur, en bordure du réservoir Opinaca (fig. 3.13).

Les analyses granulométriques suggèrent que les dépôts marins profonds sont principalement composés de limons argileux, dans lesquels la teneur en argile ($< 2 \mu\text{m}$) varie de 14 à 22 % et la teneur en limon (de $2 \text{ à } 63 \mu\text{m}$), entre 53 et 84 % (fig. 3.15). Quant au sable, sa teneur varie de 1 à 29 %. À l'est de la longitude 77°O , où le bassin marin fut plus profond, les sédiments marins profonds possèdent un pourcentage d'argile variant de 30 à 65 %, tandis que la moyenne régionale avait été établie à 45 % par Hardy (1976). Ce dernier avait également calculé un pourcentage de limon variant de 35 à 60 % et de 4 à 18 % pour le sable. Les dépôts marins profonds du secteur EM-1, en bordure du bassin principal de la Mer de Tyrrell, sont donc légèrement plus grossiers que ceux se trouvant plus bas dans la Plaine de l'Eastmain.

La moyenne graphique (6,74), obtenue à partir des paramètres statistiques de Folk et Ward (1957) (app. B), indique que les sédiments mis en place en eau profonde sont majoritairement constitués de limon fin (de $4 \text{ à } 8 \mu\text{m}$). L'écart-type (2,06) permet également de démontrer que ces dépôts sont pauvrement triés. Par contre, ces sédiments sont tout de même bien triés puisque qu'ils ne varient que de $4 \text{ à } 8 \mu\text{m}$. Le coefficient d'asymétrie moyen (0,08) indique une distribution granulométrique relativement symétrique. Quant au coefficient d'angulosité (0,80), il indique que la distribution granulométrique moyenne est platykurtique.



Figure 3.13 Coupe en bordure du réservoir Opinaca, montrant différents faciès des dépôts marins (9 m). Site de validation n° 87.

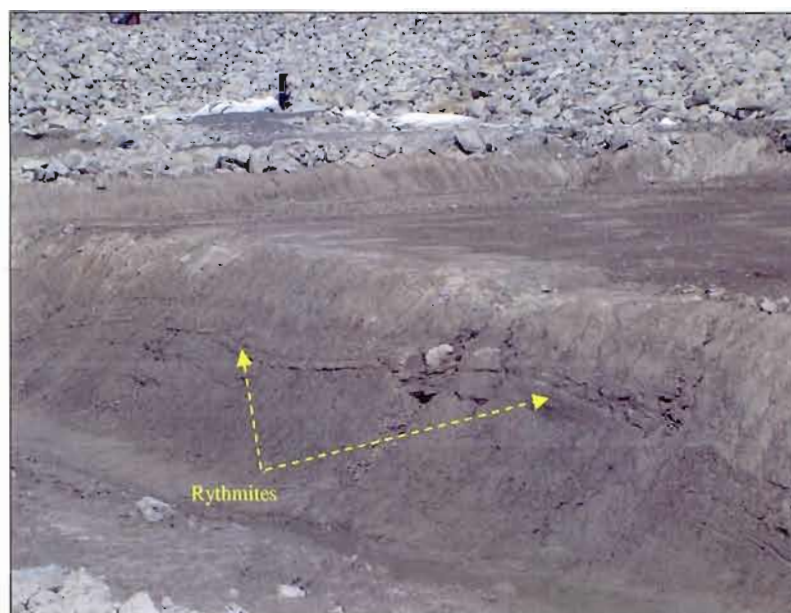


Figure 3.14 Coupe montrant des rythmites limono-argileuse grisâtres de la Mer de Tyrrell. Site de validation n° 14.

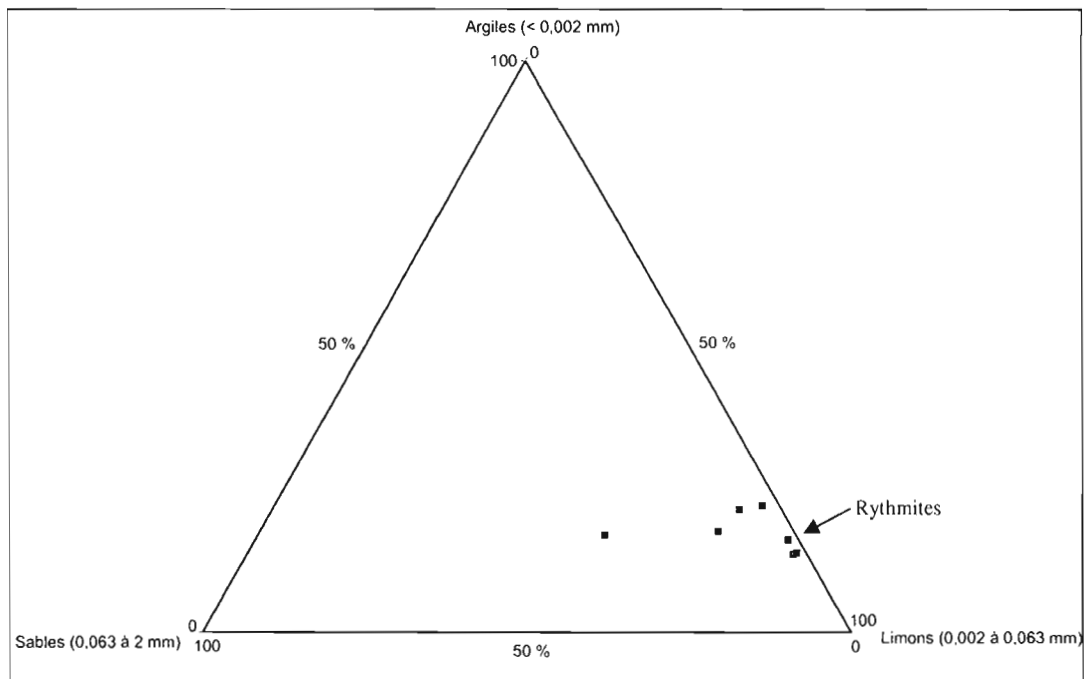


Figure 3.15 Diagramme ternaire des données granulométriques de la matrice des sédiments marins profonds.

3.3.2 Sédiments littoraux et pré littoraux

Sur la carte (app. A), les sédiments mis en place dans un environnement marin littoral ou pré littoral ont été regroupés sous une même unité, faute de critères précis pour les distinguer par photo-interprétation. Ensemble, ils couvrent 11 % de la superficie du territoire. Ces types de dépôts ont été observés à sept différents sites, tous situés entre 227 et 273 m d'altitude. Par contre, les observations de terrain ont permis de définir les principaux éléments sédimentologiques qui les différencient. Ces derniers sont principalement associés à leur forme et à leur composition granulométrique. Les sédiments littoraux et pré littoraux associés à l'invasion marine de la Mer de Tyrrell reposent sur des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires (fig. 3.1). Aucun fossile n'y a été observé.

3.3.2.1 Dépôt littoraux

Les dépôts littoraux sont moins fréquents que les dépôts pré littoraux. Ils sont associés à une mise en place par les vagues en bordure d'un rivage et forment généralement des cordons ou de petites crêtes de plage. À une altitude de 273 m, entre la rivière Eastmain et le lac du Camp Indien, une coupe présente des sables et graviers très bien stratifiés sur une épaisseur d'un mètre et demi (fig. 3.1 et 3.16). Ces derniers surmontent plus de deux mètres de sédiments pré littoraux. En comparaison, à une altitude beaucoup plus basse (247 m), une coupe située à quelques kilomètres au SE du campement EM-1 présente une couverture littorale beaucoup plus épaisse soit environ 3 m (fig. 3.17). Ces sédiments reposent sur plus de deux mètres de sédiments de contact glaciaire (esker). Les sédiments littoraux sont très lâches et l'infiltration d'eau y provoque une importante oxydation. Les sables et graviers littoraux sont généralement stratifiés et présentent parfois des alternances de lits graveleux et de lits sableux. Localement des lits de limons centimétriques séparent les unités sableuses et graveleuses. Le pendage des lits suit généralement le relief sous-jacent.

Selon les paramètres statistiques de Folk et Ward (1957) (app. B), la moyenne graphique (0,77) obtenue indique que les dépôts littoraux sont composés presque exclusivement de sable grossier (98,88 %) (fig. 3.18). L'écart-type (1,00) révèle que ces sédiments sont généralement modérément triés et le coefficient d'asymétrie (0,03) moyen indique une distribution granulométrique relativement symétrique. Le coefficient d'angulosité moyen (0,92) indique une distribution granulométrique mésokurtique.



Figure 3.16 Coupe montrant environ un mètre et demi de sables et graviers stratifiés de nature littorale. Site de validation n° 47



Figure 3.17 Coupe présentant des sables et graviers littoraux recouvrant partiellement des sédiments de contact glaciaire (esker). Site de validation n° 16

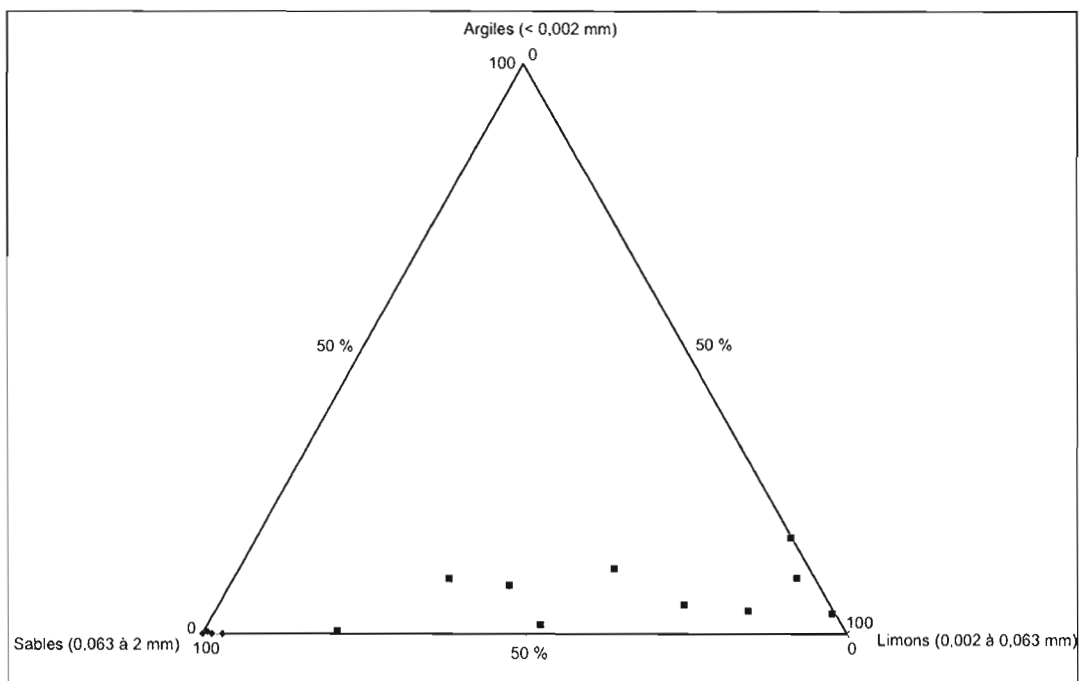


Figure 3.18 Diagramme ternaire des données granulométriques de la matrice des dépôts littoraux (losanges) et pré littoraux (carrés).

3.3.2.2 Dépôts pré littoraux

Le contact entre les sédiments littoraux et pré littoraux est habituellement net et marqué par un changement de compacité et de teinte. Les sédiments pré littoraux se sont accumulés en eau peu profonde et forment généralement des accumulations tabulaires qui masquent les autres dépôts mis en place antérieurement comme, les sédiments glaciaires et fluvioglaciaires (fig. 3.1). Généralement, l'épaisseur des sédiments pré littoraux est beaucoup plus importante que celle des dépôts littoraux et, dû à leur forte compacité, leur capacité de drainage est faible. Ces sables sont donc très humides, sans toutefois être oxydés. L'épaisseur maximale de ces dépôts mesurée sur le terrain atteint 10 m. Les différentes coupes examinées montraient des sables grisâtres, moyens à fins, compacts, fissiles et bien stratifiés (fig 3.19). La stratification des lits montrait parfois des alternances centimétriques de limons sableux et de sable limoneux. Le pourcentage de sable et de limons était donc très variable sur une épaisseur donnée. Ceci explique sans doute la répartition des échantillons à l'intérieur du

diagramme ternaire (fig. 3.18). Localement, des cailloux et des blocs de délestage (jusqu'à 50 cm de diamètre; fig. 3.20) ont été observés. Certaines coupes présentent également des déformations associées à des différences de densité entre les couches ou encore, à la fonte de blocs de glaces enfouis.

Dans les sédiments pré littoraux, la proportion de sable dans la matrice (< 2 mm) varie de < 1 à 79 %, de limon de 21 à 96 % et d'argile, de < 1 à 17 % (fig. 3.18; app. B). La composition est donc très variable, ce qui s'explique sans doute par la nature du dépôt qui a été remanié pour former l'accumulation littorale. Par exemple, si il s'agit d'un till, la matrice risque d'être plutôt variable et grossière. La moyenne graphique (5,51) indique que la matrice est principalement constituée de limon moyen à grossier et l'écart-type (1,89) révèle un triage pauvre (app. B). Les résultats du coefficient d'asymétrie moyen (0,21) indiquent que la matrice possède une distribution granulométrique curieusement déviée vers les particules grossières. Le coefficient d'angulosité (0,85), présente une distribution granulométrique des grains platykurtique.



Figure 3.19 Affleurement montrant les stratifications planaires des sables fins pré littoraux. À quelques centaines de mètres au SO du camp EM-1.



Figure 3.20 Coupe montrant des sédiments pré littoraux et la présence de gros blocs de délestage (50 cm de diamètre). Site de validation n° 45

3.3.3 Sédiments deltaïques

Les dépôts marins mis en place dans un environnement deltaïque se présentent sous la forme de vastes unités tabulaires couvrant 11 % de la superficie du territoire. Ils se situent essentiellement dans les endroits à faible relief. À l'intérieur de la zone d'étude, les sédiments deltaïques ont été observés entre l'altitude de 226 et 270 m. Les sédiments deltaïques se situent principalement le long du cours actuel de la rivière Eastmain (app. A). C'est sur cette unité que se sont développées les tourbières Ruisseau Natel, Grand-Détour et Ruisseau Caché (app. A). Des sables deltaïques ont également été observés au nord du secteur, près de l'estuaire de la rivière à l'Eau Claire qui se déverse dans l'Eastmain. Sur le terrain, l'épaisseur maximale observée de ces sédiments atteint neuf mètres. Ces dépôts sont le résultat d'un apport fluvioglaciaire se déversant dans la Mer de Tyrrell lors de son extension maximale vers l'est, ou de rivières lors de l'abaissement du niveau de la mer.

Les sédiments deltaïques sont constitués principalement de sables fins et de limons fins. Ces derniers présentent des stratifications planaires et sont compacts. De l'amont vers l'aval de la rivière Eastmain, la taille des grains diminue, de même que l'épaisseur des dépôts. Au sud du lac Fer à Cheval vers l'aval, ces sables deltaïques fins ont été repris par les vents dominants favorisant l'édification de dunes paraboliques.

Contrairement aux dépôts pré littoraux, les sédiments deltaïques prélevés entre les altitudes de 264 et 270 m contiennent généralement plus de sable, soit entre 59 et 99 %, entre > 1 et 36 % de limon et moins de 4 % d'argile. Toutefois, un échantillon prélevé à la base d'une séquence deltaïque (225 m) ne contenait que 2 % de sable, 75 % de limons et 23 % d'argile. Cette composition serait typique des lits basaux du delta. Ce dernier représenterait alors le pied d'un delta. La moyenne graphique (4,29; app. B) indique que la matrice des sédiments deltaïques est principalement constituée de limons grossiers. L'écart-type moyen (1,27) suggère un faible tri. Le coefficient d'asymétrie moyen (0,10) démontre une distribution granulométrique approximativement symétrique de la matrice. Quant au coefficient d'angulosité (1,03), il indique une distribution granulométrique des grains mésokurtique.

3.4 Dépôts éoliens

Les sédiments mis en place par l'action éolienne sont essentiellement des sables dont la taille des grains varie de fin à très fin. Les sédiments éoliens couvrent moins de 1 % de la superficie totale du territoire étudiée. Ils forment généralement des dunes paraboliques ou de minces placages sans forme définie recouvrant d'autres types de dépôts (fig. 3.1; fig 3.21). La composition sableuse des dunes provient du remaniement des sables deltaïques, littoraux ou pré littoraux (fig. 3.1). Les dunes paraboliques sont habituellement regroupées à des endroits où le sable fin se trouvait en quantité suffisante. Dans le secteur étudié, ces champs de dunes se situent principalement dans la partie sud de la tourbière Grand-Détour. À cet endroit les dunes se sont développées à partir des sédiments deltaïques et les alluvions (fig 3.22 et app. A).



Figure 3.21 Placage éolien (métrique) comblant une dépression dans des dépôts pré littoraux. Notez la présence du gros bloc de délestage dans les sédiments pré littoraux. Site d'observation n° 45.



Figure 3.22 Champ de dunes paraboliques situé dans le secteur sud de la tourbière Grand-Détour, en bordure de la rivière Eastmain.

L'épaisseur maximale des dunes atteint un peu plus de 5 m tandis que la longueur de ces formes arquées varie de 60 à 550 m. Les dimensions varient en fonction de la disponibilité du matériel, de la fréquence ainsi que de la puissance des vents postglaciaires (Tchakerian, 1999). De plus, la taille des grains formant les dunes, serait également responsable de leur dimension ainsi que de leur espacement: lors de vents très puissants, plus le sable est grossier et plus l'espacement et la taille des dunes seraient plus importante (Tchakerian, 1999).

Les différentes mesures de pendage des lits oblique effectuées dans les dunes paraboliques situées au sud de la tourbière Grand-Détour indiquent une mise en place par des vents d'ouest soufflant en direction de l'est (54° à 125° E). Bien qu'elles soient aujourd'hui séparées par des milieux tourbeux, les dunes sont bien drainées. Les dépressions entre ces dunes ont été comblées par des sédiments organiques pour former des tourbières, ceci à partir d'une hausse des conditions d'humide. Les dunes sont aussi inactives, puisqu'elles sont figées par la végétation actuelle.

Les sables éoliens sont constitués de 62 à 94 % de sables, 5 à 35 % de limons et > 3 % d'argiles. D'après les paramètres statistique (app. B), les sables éoliens sont majoritairement composés de sable très fin (moy. 3,41). La valeur moyenne de l'écart-type (1,13) indique un tria modéré. Le coefficient d'asymétrie moyen (0,15) révèle une distribution granulométrique curieusement déviée vers les particules grossières. Quant au coefficient d'angulosité moyen (0,96), il indique une distribution granulométrique mésokurtique.

3.5 Dépôts alluviaux

Les alluvions récentes de la rivière Eastmain occupent un faible étendue sur l'ensemble du territoire cartographié (< 1 %). Bien que l'échelle des photos ne permet pas de les faire ressortir de façon adéquate, ces derniers forment un placage au dessus des sédiments deltaïques et du roc. Ces alluvions ont été mises en place de part et d'autre de la rivière ainsi

qu'en bordure de ses petits affluents lors de ses crues récentes et actuelles. Il s'agit généralement de sables stratifiés ou parfois, dans les endroits où le débit est plus prononcé, de blocs et galets imbriqués. La taille des sédiments varie en fonction du débit de la rivière. Localement des lentilles de sable avec des épaisseurs variant de 70 à 200 cm, ainsi que quelques paléosols se retrouvent aux travers de ces alluvions (Buffin-Bélanger *et al.*, 2007). Dans la courbe du Grand-Détour, la perte de compétence du courant a entraîné la mise en place de grandes quantités d'alluvions (Roche ltée, 1991). Aucune analyse granulométrique n'a été faite pour ce type de dépôt.

3.6 Dépôts organiques

~ La couverture des dépôts organiques dans la région est principalement associée à la formation de complexes tourbeux. Les tourbières couvrent moins de 10 % du secteur à l'étude et elles se sont développées dans les dépressions mal drainées où la pente est très faible. L'épaisseur de la tourbe varie principalement en fonction de la topographie du bassin, elle atteint généralement 2,5 m en moyenne, mais peut atteindre jusqu'à 5 m localement (Dallaire, 2007). La mise en place des tourbières provient de l'accumulation de matériel organique dans des secteurs déprimés du roc ou de couverture meuble mal drainée. Amorcées par comblement, les tourbières se sont étendues sur le territoire par le phénomène de paludification favorisé par des conditions climatiques fraîches et humides (Payette et Rochefort, 2001). Les tourbières occupant les plus grandes étendues sont situées sous la limite marine post-glaciaire (274 m, chap. V) et semblent avoir été mises en place sur des dépôts deltaïques et / ou alluviaux. Par exemple, la plus vaste des tourbières du secteur est la tourbière Grand-Détour qui s'est formée à partir de dépressions dans les dépôts deltaïques (fig 3.23 et app. A). Au dessus de la limite marine, les tourbières se sont développées dans les secteurs mal drainés sur le roc ou encore sur des dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires. Parfois elles occupent des dépressions allongées parallèles à l'écoulement glaciaire, selon une orientation OSO-ENE.



Figure 3.23 Vue aérienne de la tourbière du Grand-Détour. Vue vers le sud.

CHAPITRE IV

Estimation de la quantité de carbone inorganique dans les dépôts superficiels du secteur ennoyé par le réservoir Eastmain-1

De grandes quantités de matières organiques et minérales ont été submergées lors de la mise en eau du réservoir EM-1 amorcée en novembre 2005, ce qui a par conséquent perturbé le cycle du carbone de ce territoire. En effet, la dissolution d'une portion du carbone contenu dans les sols et le roc submergés, s'est produite depuis l'ennoiement, résultant en une modification du cycle naturel de cet élément. C'est d'ailleurs sous cet angle que la présente étude s'insère dans le projet de caractérisation et de compréhension de la dynamique du carbone suite à la mise en eau d'un réservoir hydro-électrique. Le présent chapitre vise à estimer la quantité de carbone inorganique contenue dans les sédiments situés sous le réservoir et à chiffrer sa contribution aux flux de carbone (CO_2 et CH_4) actuellement émis vers l'atmosphère.

Afin d'atteindre le principal objectif fixé dans ce chapitre, la méthodologie suivante a été utilisée. D'abord, les différentes sources potentielles de carbonates locales et régionales ont été identifiées. En tenant compte de l'histoire paléogéographique du territoire, quelques hypothèses ont été émises afin de déterminer les différents modes de transport qui pourraient expliquer la présence de carbonates dans la région. Par la suite, un échantillonnage des différents types de dépôts meubles a été effectué à l'intérieur ainsi qu'en périphérie du secteur ennoyé. En laboratoire, la teneur en carbonates des dépôts meubles a été ensuite estimée afin d'évaluer son impact potentiel sur le bilan global du carbone du réservoir EM-1. Enfin, un scénario supposant une dissolution totale des carbonates sur l'épaisseur moyenne des dépôts ennoyés a été réalisé et ce, afin d'estimer la quantité de carbone inorganique potentiellement dissoluble dans le réservoir.

4.1 Sources rocheuses potentielles de carbone inorganique

Sur le Bouclier canadien, on assume que l'essentiel du carbone inorganique est sous la forme de deux minéraux : la calcite (CaCO_3) et la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) (De Kimpe, Bourbeau et Baril, 1976). Ces minéraux sont présents dans les roches sédimentaires carbonatées (calcaire et dolomie), exclues du Bouclier canadien et, dans une proportion beaucoup plus faible, dans certaines roches volcaniques, notamment à l'intérieur de veines. L'inventaire des données sur la géologie du substratum a donc pour objectif d'identifier les sources potentielles de carbonates aux échelles locale et régionale. Dans les dépôts meubles, l'abondance de carbonates dépend de la proximité des sources rocheuses carbonatées ainsi que de l'histoire glaciaire (débris transportés par la glace et mis en place sous forme de dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires) et postglaciaire de la région (débris transportés dans un lac ou une mer et mis en place sous forme de dépôts lacustres ou marins).

C'est à l'intérieur des roches métavolcaniques et métasédimentaires (fig. 1.4; chap. I) que des sources locales de calcite ou de dolomite sont présentes. Aux environs du territoire ennoyé, des analyses géochimiques effectuées dans plusieurs roches volcaniques ont montré la présence de faibles pourcentages (0,7 %) de CO_2 (Eakins, Hashimoto et Carleson, 1968). À 4,5 km au sud-ouest du lac Casey (fig. 1.3, chap. I), des sources ponctuelles de dolomies ont également été recensées à l'intérieur de roches métasédimentaires (Eakins, Hashimoto et Carleson, 1968). À l'échelle régionale, deux sources potentielles de roches carbonatées ont aussi été identifiées. Il s'agit des calcaires et dolomies protérozoïques de la région du lac Mistassini et des calcaires et dolomies paléozoïques de la Baie James (fig 4.1).

Bien que les principales sources de carbonates se trouvent à quelques centaines de kilomètres (~ 200 km) du secteur à l'étude, ce dernier est tout de même susceptible d'avoir été influencé par l'apport en carbone inorganique des débris provenant de ces sources. Le transport via les écoulements glaciaires, incluant les courants de glace et le transport associé aux événements postglaciaires, dans ce cas, la Mer de Tyrrell ou possiblement, le Lac Ojibway, constituent les procédés ayant pu transporter des charges de carbone inorganique jusqu'au territoire à l'étude.

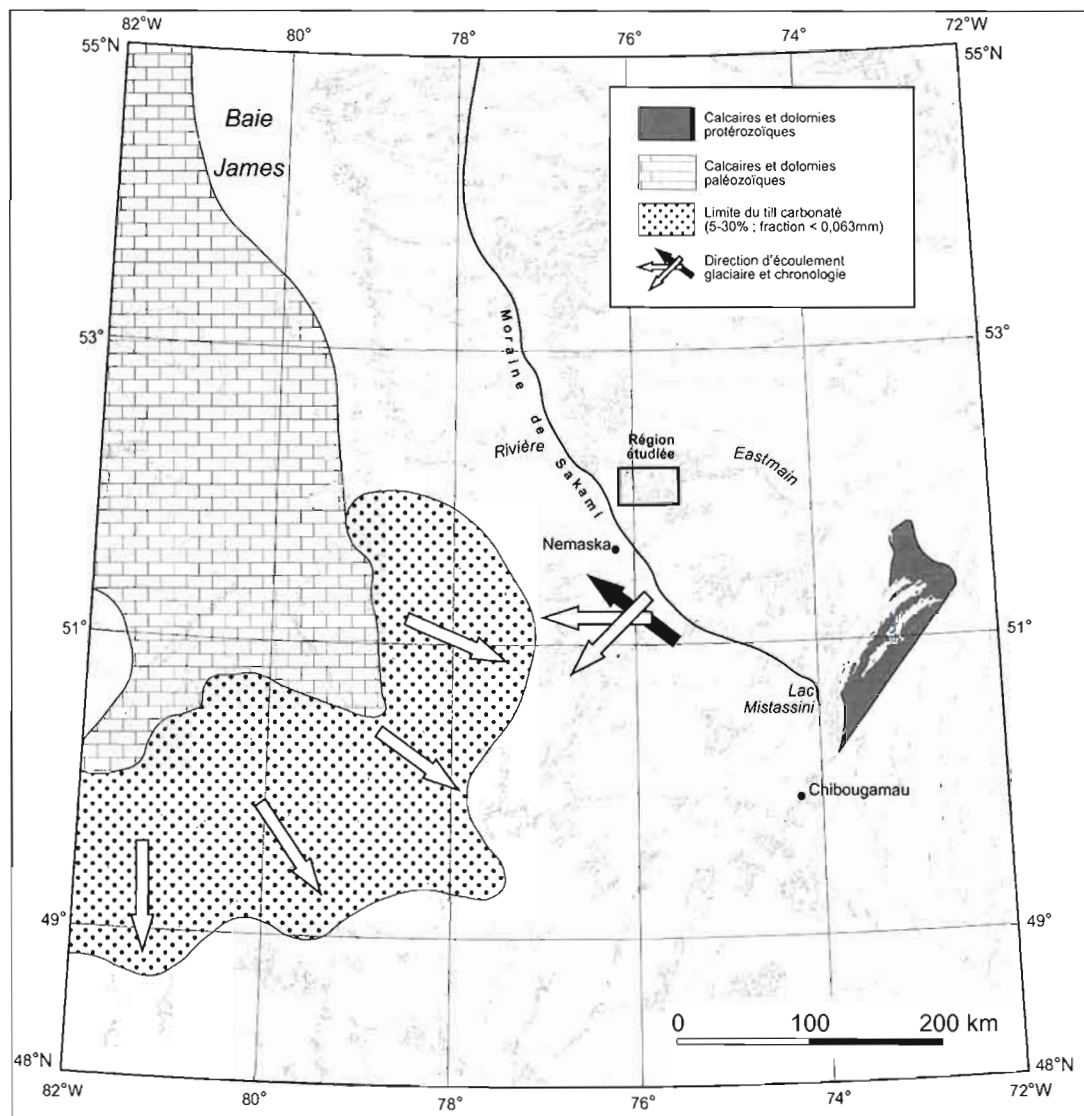


Figure 4.1 Localisation de la région étudiée, des principales sources de roches carbonatées et de certains éléments de la géomorphologie glaciaire et postglaciaire régionale. (Modifiée de Hardy, 1982a; Ministère des ressources naturelles, 1994; Veillette, 1997; Veillette, Dyke et Roy, 1999)

4.2 Origine du carbone inorganique dans les sédiments quaternaires

Au sud de la Baie James, on observe une vaste zone couverte par une nappe de till carbonaté (fig. 4.1). Ce till carbonaté résulte de la mise en place par trois courants de glace soient, les réavancées glaciaires de Cochrane (I et II) et de Rupert, en provenance du glacier d'Hudson (Hardy, 1976). Dans cette région le glacier aurait réavancé dans le Lac Ojibway et mis en place un till fortement carbonaté sur les basses terres de la Baie James. Celui-ci contient des galets de calcaires et de dolomies paléozoïques provenant de la plate-forme carbonatée de la Baie James. Les analyses de la fraction $< 63\mu\text{m}$ de ce till indiquent des teneurs en CaCO_3 variant de 5 à 30 % (Veillette, 1997). Ces teneurs diminuent vers l'intérieur des terres et, au-delà de la Moraine de Sakami, les taux sont très faibles. Les limites de ces réavancées glaciaires documentées par Hardy (1976, 1977), Vincent et Hardy (1977, 1979) et Veillette (1997) se situent à proximité de la zone à l'étude (moins de 100 km), justifiant ainsi de plus amples analyses au niveau de la teneur en carbonate des sédiments de la région.

La plate-forme carbonatée du lac Mistassini, située à environ 200 km au SE du secteur, constitue l'autre source ayant le plus grand potentiel d'avoir influencé la teneur en CO_3 des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires du secteur à l'étude par l'entremise d'un ancien écoulement glaciaire dirigé, tel que proposé par Veillette (1995), vers l'ONO (fig 4.1). De nombreux blocs erratiques de dolomies protérozoïques de la région de Mistassini ont d'ailleurs été cartographiés au nord de cette région (Veillette, 2004). Cet écoulement étant lié à l'englaciation, aurait ensuite été suivi par deux écoulements, soit vers l'OSO et le SO (Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, 1995, 1997).

Cependant, aucun des écoulements glaciaires connus n'aurait pu être responsable des apports en CO_3 sur le territoire à l'étude. Par contre, des phénomènes postglaciaires liés à l'invasion marine auraient pu contribuer à cet apport en CO_3 , notamment par les processus glaciels (Dionne, 1978a).

Enfin, les sédiments mis en place dans les eaux profondes de la Mer de Tyrrell ainsi que les dépôts littoraux associés à cette mer sont tous deux susceptibles de contenir

d'importantes quantités de coquilles de mollusques, lesquelles sont construites à partir du CO_3 dissous dans l'eau salée, en plus de possibles clastes et blocs carbonatés provenant du délestage par les glaces flottantes (icebergs) dans les eaux marines ou lacustres.

4.3 Résultats des analyses sur le terrain et en laboratoire

Sur le terrain, les tests au HCl 10 % effectués sur l'ensemble des échantillons ont indiqué, a priori, une absence de carbonates. Pour confirmer la présence ou l'absence de carbonates, des mesures ont été effectuées par perte au feu (PAF) (tabl. 4.1). Les analyses, réalisées sur 11 échantillons à matrice fine, témoignent de teneurs de carbonate inférieures à 0,84 %. Suite à ces analyses, il a été possible de constater que les sédiments fins (sédiments marins d'eau profonde et sédiments deltaïques) possédaient les teneurs les plus élevées, lesquelles se situent entre 0,45 et 0,84 %. L'échantillon présentant la plus haute teneur en carbonates provient d'une unité marine mise en place en eau profonde (0,84 %). En ce qui a trait aux sédiments plus grossiers, principalement des tills, leurs teneurs se situent entre 0,20 et 0,33 %.

Tableau 4.1
Résultats de teneur en CO_3 , à partir de la méthode de perte au feu
(Dean, 1974)

# d'échantillon	Nature du dépôt	% de CO_3
05-DB-33	éolien	0,30
05-DB-03	prélittoral	0,36
05-DB-13	deltaïque marin	0,66
05-DB-08	marin profond	0,45
05-DB-28	marin profond	0,84
05-DB-04	till de fond	0,20
05-DB-05	till de fond	0,27
05-DB-06	till de fond	0,24
05-DB-12	till de fond	0,25
05-DB-39	till de fond	0,23
05-DB-42	till de fond	0,33

La méthode de PAF ne permet pas de démontrer s'il s'agit de CaCO_3 ou de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, mais donne une indication de la présence de CO_3 . Cependant, l'imprécision de la méthode s'avère presque aussi importante que les quantités de carbone inorganique mesurées, menant ainsi à des valeurs peu significatives. En effet, la teneur en CO_3 est évaluée en fonction d'un rapport de poids, avant et après le processus de calcination des sédiments. Cette différence de poids peut être influencée par l'évaporation des eaux interstitielles des particules minérales (Dean, 1974). Lorsque les données obtenues sont aussi faibles, il devient problématique d'interpréter si les différences de poids sont véritablement associées à l'incinération du CO_3 . De plus, puisque la taille terminale des grains de carbonates est de $< 63 \mu\text{m}$ (Dreimanis et Vagners, 1971), la fraction analysée ($< 2,0 \text{ mm}$) est susceptible d'avoir dilué la concentration de CO_3 contenue dans les sédiments analysés. Il est donc possible que les résultats soient sous-estimés. Afin de quantifier et d'identifier la nature des carbonates présents dans chacun des types de dépôts, la méthode par calcimétrie a donc été employée (Dreimanis, 1962).

Les mesures obtenues par calcimétrie sur la fraction $< 63 \mu\text{m}$ permet de dissocier le taux de CaCO_3 du taux de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. En plus de s'avérer plus précis, les résultats sont plus représentatifs que ceux obtenus par la PAF. À la lumière des résultats de calcimétrie, il ne semble y avoir aucune trace de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ à l'intérieur des dépôts. Dans la région étudiée, les teneurs en carbonates des sédiments meubles sont donc très faibles (tabl. 4.2). Pour les tills par exemple, les teneurs sont de 1,32 % et reflètent surtout la faible quantité de calcite présente dans les roches locales qui est plutôt faible en comparaison de celle attribuées au Till de Cochrane (5 à 30 %). Pour l'ensemble des dépôts, les résultats ne dépassent pas 2,45 % de CaCO_3 . À titre de comparaison, un taux de 4,80 % de CaCO_3 a été mesuré à partir de la fraction $< 63 \mu\text{m}$ d'un échantillon de sables littoraux contenant des coquilles marines prélevé à la surface de la Moraine de Sakami, aux environs de Radisson. À l'intérieur du secteur ennoyé, les dépôts littoraux analysés n'était pas fossilifères et présentent une teneur moyenne de 1,90 % de CaCO_3 . Globalement, les sédiments associés à un environnement marin (littoral, pré-littoral, deltaïque et profond) semblent être les types de dépôts meubles ayant la teneur moyenne la plus élevée (1,73 %). À l'est de la Moraine de Sakami, les dépôts d'eau profonde associés à la Mer de Tyrrell possèdent un taux de CO_3 qui atteint 5 à 7 %

selon Hardy (1976). Ce type de sédiment n'a pas été identifié dans la zone d'ennoisement du réservoir EM-1. Les autres types de dépôts ont une teneur moyenne inférieure à 1,33 % de CaCO_3 .

Bien qu'elles soient faibles, les données obtenues semblent comparables à celles publiées par D'Anglejan (1982). Ce dernier a prélevé plus de 70 échantillons (alluvions récentes, sédiments marins et lacustres) dans l'estuaire de la rivière Eastmain ainsi que dans la portion adjacente de la Baie James. Dans l'estuaire de la rivière Eastmain la teneur en carbone inorganique (CaCO_3) varie entre 3,0 et 3,5 % alors qu'à l'intérieur de la portion adjacente de la Baie James, elle serait inférieure à 2 %. Ces données de CaCO_3 confirment donc la faible concentration en carbone inorganique des sédiments.

Tableau 4.2
Teneurs moyennes (%) en CaCO_3 , à partir d'un calcimètre
(Dreimanis, 1962)

Nature du dépôt	% moy. de CaCO_3	Nb. d'échantillons
Éolien	1,07%	3
Marin deltaïque	1,57%	4
Marin littoral et pré littoral	1,77%	16
Marin profond	1,85%	10
Fluvioglaciale	1,14%	5
Moraines de De Geer	1,09%	2
Till d'ablation	0,79%	2
Till de fond	1,32%	17

Vu les faibles quantités de CO_3 recensées en laboratoire, il apparaît que le premier mouvement glaciaire vers l'ONO n'a pas permis le transport de débris carbonatés provenant de la source rocheuse régionale localisée près du lac Mistassini, du moins pas assez pour avoir laissé une empreinte dans la matrice des tills (Veillette, 2004). De même, il semble que les crues glaciaires tardives de Cochrane n'aient pas eu d'impact sur la composition lithologique des sédiments meubles de la région à l'étude.

4.4 Estimation du carbone inorganique dans les unités de surface quaternaires

La superficie de la carte des dépôts meubles réalisée couvre 403 km² du réservoir EM-1, soit le 2/3 de celui-ci (app. C). À partir de données d'épaisseur, de superficie, de densité et des teneurs en carbonates pour chacun des types de sédiment se trouvant ennoyés sous le réservoir, il devient possible d'évaluer la quantité de carbone inorganique sur ce territoire.

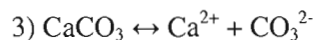
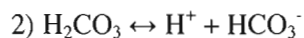
Il existe déjà différentes études concernant les concentrations de carbone inorganique dissous (DIC) dans l'eau et les sources minérales carbonatées régionales (Meybeck, 1987; Telmer et Veizer, 1999; Hélie, Hillaire-Marcel et Rondeau, 2002). Le DIC est la somme des différentes molécules de carbone inorganiques dissoutes dans l'eau, soit l'acide carbonique, les bicarbonates, le gaz carbonique et les carbonates (Hélie, Hillaire-Marcel et Rondeau, 2002). Dans le cas de la présente étude, la quantification du carbone inorganique présent sous le réservoir implique l'estimation de la quantité de carbone dissoluble, laquelle est fonction de certaines dynamiques géochimiques des trois éléments suivants : le CO₂, H₂O (eau) et le CaCO₃ (Butler, 1982; Ford et Williams, 2007).

En surface du réservoir, le CO₂ se trouve dans l'air sous forme de gaz, mais sous l'eau, il est sous forme aqueuse. Ce CO₂ aqueux provient de l'activité d'une microfaune et d'une microflore, de la respiration des racines dans le sol et dans le cas du réservoir EM-1, principalement de la décomposition de la matière organique au fond ainsi que celle en suspension dans la colonne d'eau. Le CO₂ est également apporté par les affluents locaux (Meybeck, 1987).

Lorsqu'en interaction, les molécules de H₂O et de CO₂ provoquent une réaction chimique. Le résultat (1) de celle-ci se traduit par l'obtention d'acide carbonique (H₂CO₃) (Butler, 1982; Ford et Williams, 2007). Cet acide faible se dissocie très rapidement (2) dans l'eau en un cation d'hydrogène (H⁺) ainsi qu'en un anion de carbonate hydrogéné (HCO₃⁻). Dans ce cas-ci, le H⁺ se traduit en fait par le pH de l'eau du réservoir EM-1, donc par son taux d'acidité (Ford et Williams, 2007). Lors des étés 2006 et 2007, les différentes mesures acquises par les projets du volet aquatique démontrent un pH de 6 pour l'ensemble du

réservoir (Hélie, communication personnelle). C'est cette source d'acidité qui provoque une dissolution du CaCO_3 (Ford et Williams, 2007) se trouvant dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$ des sédiments meubles couvrant le fond du réservoir. La dissolution du CaCO_3 (3) provoque la séparation du cation de calcium (Ca^{2+}) et de l'anion de carbonate (CO_3^{2-}) étant unis dans le CaCO_3 (Butler, 1982). Enfin, c'est en partie la concentration en CO_3^{2-} , s'ajoutant à l'équation (4), qui influence l'apport en carbone inorganique dans l'eau du réservoir (fig. 4.2).

Tous les éléments de ce système étant unis par des relations chimiques essentiellement influencées par des lois d'équilibre, une légère modification d'un de ces éléments engagera automatiquement une variation des autres (Butler, 1982). Voici les principales équations représentant les réactions chimiques mentionnées ci-haut (Butler, 1982; Ford et Williams, 2007):



La concentration en CO_3^{2-} peut varier. Par exemple, dans la situation actuelle du réservoir, lorsque que le pH est de 6, le CO_3^{2-} sera récupéré en H_2CO_3 ou en HCO_3^- (Butler, 1982; Ford et Williams, 2007). Donc, il n'ajoutera pas de «nouvelles» molécules de carbone inorganique dans l'eau, du moins, pas suffisamment pour être détectées par les mesures de DIC. La figure 4.2 présente un scénario simplifié qui aboutit à la dissolution de la calcite à partir de l'interaction entre le CO_2 et le H_2O , si le pH de l'eau du réservoir est de 6.

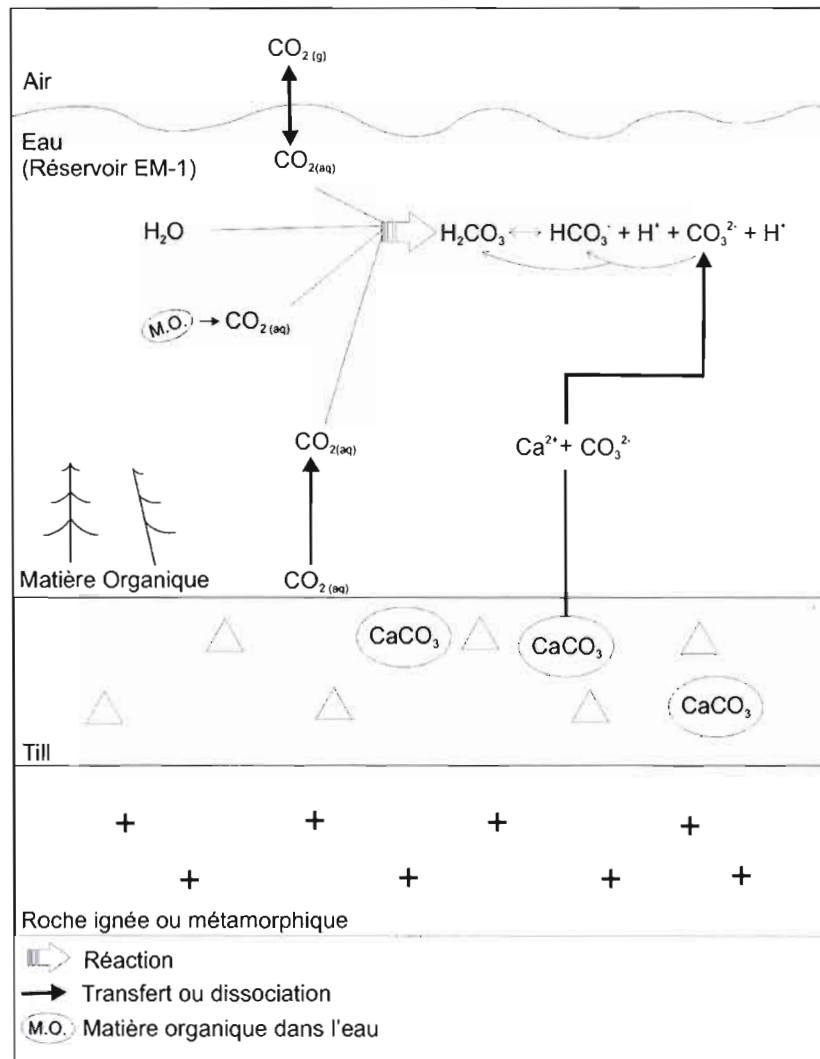


Figure 4.2 Scénario simplifié de la dissolution des particules de CaCO_3 dans le réservoir à partir du couplage du CO_2 et de H_2O .

Cette dissolution consiste en une réaction chimique plutôt lente (Bakalowicz, 1977). En comparaison avec la réaction chimique entre le CO_2 dissous et le H_2O , qui est presque instantanée, la dissolution du CaCO_3 nécessite plusieurs jours (Bakalowicz, 1977). Il suffit de penser au développement des karsts. Le taux de dissolution varie en fonction d'un grand nombre de facteurs, dont la température de l'eau, le pH , le niveau de saturation en CaCO_3 de l'eau, etc. (Butler, 1982; Ford et Williams, 2007). Dans le cas du réservoir EM-1, l'essentiel du CaCO_3 se trouve dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$. Les particules carbonatées de cette taille

possèdent un potentiel de dissolution total beaucoup plus réaliste qu'un socle carbonaté, tel que les roches des basses terres du Saint-Laurent ou de la Baie d'Hudson (Hélie, Hillaire-Marcel et Rondeau, 2002).

La quantification des carbonates dans la région ennoyée par le réservoir EM-1 a été effectuée en deux principales étapes exprimées en une suite d'équations. La première étape consiste à calculer les teneurs moyennes (%) de CaCO_3 à partir des résultats de la calcimétrie et ensuite, de les attribuer aux différents types de dépôts (tabl. 4.2). Ensuite, pour chacun de ces dépôts, la quantité totale de moles de CaCO_3 contenues dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$ a été calculée en établissant un rapport entre la masse de l'échantillon analysé, soit 0,0017 kg et la masse atomique du CaCO_3 , qui est de 0,1 kg / mol. Le tout est synthétisé par l'équation ci-dessous :

$$\frac{0,0017 \text{ kg} \cdot \text{teneur moyenne de } \text{CaCO}_3 (\%)}{0,1 \text{ kg}}$$

$$= \text{Moles de } \text{CaCO}_3 \text{ (calcimétrie)}$$

La deuxième étape consiste à calculer le total de moles de CaCO_3 présent dans les dépôts quaternaires ennoyés et pouvant potentiellement être dissous dans le réservoir. Ceci, à partir de données de superficie, d'épaisseur moyenne estimée, de densité, de poids, ainsi que de données granulométriques. Le tout est synthétisé par les équations ci-dessous :

$$\text{Superficie (m}^2\text{)} \cdot \text{Épaisseur moyenne (m)}$$

$$= \text{Volume total (m}^3\text{)}$$

$$\text{Volume total (m}^3\text{)} \cdot \text{Densité (kg / m}^3\text{)}$$

$$= \text{Poids total (kg)}$$

$$\frac{\text{Poids total (kg)} \cdot \text{Fraction } < 63 \mu\text{m} (\%)}{100}$$

$$= \text{Poids de la fraction } < 63 \mu\text{m (kg)}$$

Une fois le poids (kg) de la fraction < 63 μm envoyée obtenu, il est possible d'appliquer les résultats de la première étape pour ensuite obtenir la quantité totale de moles de CaCO_3 envoyées :

$$\frac{\text{Moles de CaCO}_3 \text{ (calcimétrie)} \cdot \text{Poids de la fraction} < 63 \mu\text{m (kg)}}{0,0017 \text{ kg}} \\ = \text{Moles de CaCO}_3 \text{ envoyées}$$

La quantité de moles de CaCO_3 calculée ne compte que la fraction < 63 μm pour chacun des types de dépôts meubles. Il aurait été possible d'analyser les grains dont la taille est située entre 63 μm et 2,0 mm, mais en fonction des faibles résultats obtenus par la méthode PAF ainsi que de l'absence de réaction à l'attaque au HCl 10 % sur le terrain, l'apport en CaCO_3 a été considéré négligeable. Les résultats constituent donc toutefois, une estimation minimale de la quantité de carbonates contenue dans les sédiments meubles de la région. Le tableau 4.3 présente la nature des dépôts cartographiés à l'intérieur de la zone d'enneigement, ainsi que leur superficie couverte à l'intérieur des 403 km^2 cartographiés, leur épaisseur moyenne, le nombre de moles de CaCO_3 contenu à l'intérieur de la fraction < 63 μm ainsi que le poids total de CaCO_3 .

Les sédiments qui possèdent la plus grande quantité de CaCO_3 sont le till (principalement du till de fond) suivis des sédiments marins (littoraux, pré-littoraux et deltaïques). Ceci s'explique par le fait que les sédiments glaciaires (till mince et épais) s'étendent sur 38 % de la superficie du réservoir et les sédiments marins sur 30 %. Ces deux types de dépôts meubles couvrent plus de la moitié du bassin du réservoir EM-1 (app. B). À l'intérieur de portion cartographiée, la quantité approximative de moles de CaCO_3 est de $6,16 \times 10^{12}$.

Tableau 4.3

Données moyennes d'épaisseur, de teneur en CaCO_3 et de superficie des dépôts superficiels

Type de dépôts	Sup. (%)	Ép. moy. (m)	Total CaCO_3 (mol)	Total CaCO_3 (tn)
Sédiments organiques	18%	2,5	-	-
Sédiments fluviatiles	< 1	0,5	-	-
Sédiments éoliens	< 1	4	$3,46 \times 10^{10}$	$3,46 \times 10^{06}$
Sédiments deltaïques	20%	4	$2,78 \times 10^{12}$	$2,78 \times 10^{08}$
Sédiments littoraux et pré littoraux	10%	4	$2,78 \times 10^{12}$	$2,78 \times 10^{08}$
Sédiments fluvioglaciale	13%	3	$1,61 \times 10^{11}$	$1,61 \times 10^{07}$
Till des moraines de De Geer	< 1%	4	$6,20 \times 10^{10}$	$6,20 \times 10^{06}$
Till épais (> 1 m)	18%	5	$3,09 \times 10^{11}$	$3,10 \times 10^{08}$
Till mince (< 1 m)	20%	0,5	$3,42 \times 10^{10}$	$3,43 \times 10^{07}$
Roc	< 1%	-	-	-
Total			$6,16 \times 10^{12}$	$9,25 \times 10^{08}$

4.5 Implications des résultats et travaux à venir

Les démarches permettant d'étudier la dynamique du carbone suite à la mise en eau du réservoir hydro-électrique EM-1 impliquent l'analyse de plusieurs paramètres. Avant la mise en eau, des mesures de flux de GES ont été prises dans les milieux tourbeux, forestiers et aquatiques afin d'évaluer les émissions ainsi que les quantités absorbées par ces différents écosystèmes. La quantité de carbone dissous dans les lacs à l'état naturel a également été mesurée. Suite à l'enneigement du territoire, de nouveaux paramètres doivent être pris en considération et de nouveaux sites de mesure et d'échantillonnage, au-dessus et dans le réservoir, ont été ajoutés. Les données obtenues dans les écosystèmes naturels et celles obtenues dans les endroits affectés par la mise en eau sont ensuite comparées. Enfin, les mesures de DIC et de DOC (*dissolved organic carbon*) prélevées dans le réservoir (Lalonde, en cours) permettent d'évaluer la quantité de carbone dissous due à « l'effet réservoir ».

L'évaluation de la teneur en carbone inorganique dans les dépôts meubles a dû être mesurée avant la mise en eau. Suite aux différentes équations qui ont permis d'obtenir une estimation quantitative minimale en moles et en tonnes de CaCO_3 pouvant potentiellement être dissoutes dans l'eau du réservoir EM-1, un arrimage doit être fait avec les mesures de DIC et de DOC mesurés dans le réservoir. En effectuant le rapport entre la quantité totale de

CO₂ dissous mesuré dans le réservoir (Lalonde, en cours) et le nombre total de moles de CaCO₃ estimées, il deviendra possible de déterminer l'apport potentiel en carbone inorganique provenant des dépôts quaternaires et ce, en estimant que le CaCO₃ se dissolvait complètement dans le réservoir. Par contre, à moins d'un changement de l'indice d'alcalinité et d'acidité actuel ($pH = 6$), la dissolution de la calcite n'affectera pas de façon significative le bilan de carbone inorganique du réservoir EM-1.

CHAPITRE V

Paléogéographie du Quaternaire

Ayant essentiellement été mis en place pendant l'avancée et le retrait de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien, les dépôts superficiels observés sur l'ensemble de la région étudiée sont liés au dernier cycle glaciaire. Toutefois, certaines marques d'érosion glaciaire pourraient être antérieures à cette période. Les sédiments meubles reposent principalement sur des roches métavolcaniques et métasédimentaires datant de l'Archéen (3,8 à 2,5 Ga) ainsi que sur des granitoïdes datant du Paleoproterozoïque (2,5 à 1,6 Ga) (Eakins, Hashimoto et Carlson, 1968; Franconi, 1982).

5.1 Les anciens écoulements du secteur EM-1

Dans le secteur EM-1, on peut observer plusieurs traces et vestiges de la dernière glaciation. À partir de l'analyse des stries glaciaires et autres formes d'érosion identifiées sur le terrain, il a été possible de distinguer cinq directions d'écoulement glaciaire. La chronologie relative de ces écoulements est comparable à celle proposée dans les travaux de Paradis et Boisvert (1995), Veillette (1995, 1997) et Veillette, Dyke et Roy (1999).

Dans la région étudiée, des stries de direction NNO-SSE et NNE-SSO ont été inventoriées. Vu la faible différence d'orientation entre ces marques d'érosion, celles-ci ont été associées au même écoulement glaciaire, bien qu'il soit possible que ces stries correspondent à deux mouvements distincts. Chose certaine, ces marques d'érosion étaient en position protégée par rapport aux autres écoulements et sont donc plus anciennes.

Dans plusieurs études régionales concernant les écoulements glaciaires, des mouvements anciens dont les directions varient du NNO-SSE (350°-080°) au NNE-SSO (006°-096°) ont été également observés (Parent, Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, 1995; Veillette, Dyke et Roy, 1999; Brosseau, 2005). Plusieurs écoulements relatifs à un mouvement ancien ont été recensés à l'est de la Baie d'Hudson. D'abord, sur des affleurements de la côte est de la Baie d'Hudson, un nombre considérable de stries orientées vers le NNO (310° à 360°; principalement vers 345°) a été observé par Parent, Paradis et Boisvert (1995). Des stries ont également été notées à quelques endroits à l'intérieur des terres. Dans cette région, l'extension maximale de ce mouvement se trouve à l'est du lac Guillaume-Delisle. En fonction de la vaste étendue des stries et des trains de dispersion d'arsenic, ce mouvement a été corrélé avec le maximum glaciaire du Wisconsinien inférieur (Parent, Paradis et Boisvert, 1995). Parallèlement, dans le secteur de LG-1, des stries glaciaires de direction N-S (360°-180°) ont été recensées et indiquent un écoulement antérieur à celui vers l'ONO (Brosseau, 2005). De plus, dans le secteur de Brisay et de Caniapiscau, des écoulements vers le NNO ainsi que vers le NNE ont été observés (Veillette, 1995). Enfin, dans une étude sur l'évolution des écoulements glaciaires dans le secteur du Labrador, un écoulement vers le NNE est recoupé par des écoulements vers l'ouest et le SO (Veillette, Dyke et Roy, 1999). En fonction de l'altération des surfaces striées observées, ces auteurs suggèrent que l'écoulement vers le NNE soit antérieur à une période interglaciaire, possiblement pré-wisconsinienne.

Plus de 300 km séparent toutefois le secteur EM-1 des côtes SE de la Baie d'Hudson et de la région de Caniapiscau où ces écoulements ont été observés. L'écoulement glaciaire se faisant de façon radiale à partir de la ligne de partage des glaces (*ice-divide*), ceci devient donc un facteur important qui rend problématique les tentatives de corrélations entre le secteur d'étude et les différentes données publiées (Parent, Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, 1995; Veillette, Dyke et Roy, 1999; Brosseau, 2005). Un écoulement qui est NO au lac Guillaume-Delisle, est Ouest à LG-2 et OSO à Waskaganish (Veillette, Dyke et Roy, 1999). Il devient donc peu probable qu'un écoulement NNE dans le secteur de Brisay soit associé à un mouvement N-S dans le secteur EM-1. De plus, l'ensemble des surfaces striées recensées dans le secteur EM-1 ne présente pas un degré d'altération semblable à celles observées par

Veillette, Dyke et Roy (1999), qui présentait une carapace d'oxydes de fer et de manganèse. Les deux hypothèses précédemment exposées ne s'avèrent donc pas applicables au secteur EM-1. En d'autres termes, l'ancien mouvement N-S observé dans la région de EM-1 n'est pas relié à un épisode glaciaire pré-wisconsinien car il ne présente pas d'altération majeure. Par contre, puisqu'il est protégé du mouvement NO et ONO, il est possible qu'il ait été actif lors d'une phase de la glaciation du Wisconsinien inférieur. Cet écoulement se trouve donc à la base de la séquence chronologique des principaux écoulements wisconsinien du secteur EM-1.

5.2 Les écoulements glaciaires du Wisconsinien

L'orientation du deuxième écoulement glaciaire inventorié est dirigée vers le NO et l'ONO. Cet écoulement a été reconnu dans la plupart des études quaternaires de la région de la côte est de la Baie James (Paradis et Boisvert, 1995; Parent, Paradis et Boisvert, 1995; Veillette, 1995, 1997; Veillette, Dyke et Roy, 1999; Brosseau, 2005). La plupart des auteurs propose que cet écoulement de longue durée, postérieur aux écoulements présentés précédemment, marque possiblement la croissance de l'Inlandsis laurentidien (Paradis et Boisvert, 1995), ou plus précisément, l'accroissement hâtif d'un glacier provenant des hautes terres québécoises lors du Wisconsinien inférieur (Veillette, Dyke et Roy, 1999).

Le troisième écoulement glaciaire identifié dans le secteur EM-1 est associé à un mouvement est-ouest, considéré comme la continuation dans le sens anti-horaire du mouvement précédant vers l'ONO, soit la migration de la ligne de partage des glaces (Veillette, 1995; Veillette, Dyke et Roy, 1999). D'après cette hypothèse, ce dernier écoulement aurait alors été orienté vers l'ouest. Dans la région étudiée, aucun indice permettant d'établir le sens de l'écoulement n'a été observé.

À l'intérieur du secteur à l'étude, le quatrième mouvement est orienté vers l'OSO (principalement vers 240°). Cette direction d'écoulement constitue également le patron général des formes de terrain. Ce mouvement semble également dominer sur l'ensemble du territoire situé à l'est de la Baie James et est relié au Wisconsinien supérieur. Il a été bien

documenté dans le secteur de la rivière La Grande (Hardy, 1976; Vincent, 1977; Brosseau, 2005). Ce mouvement a été suivi d'un cinquième écoulement vers le SO (principalement vers 220°). Ce dernier écoulement, de courte durée, serait relié à la déglaciation (Veillette, 1997) et témoignerait d'une réorganisation de la ligne de partage des glaces à partir des hautes terres jusqu'au fer à cheval entourant l'Ungava suite au dernier maximum glaciaire (Veillette, Dyke et Roy, 1999). Dans la région étudiée, aucun drumlin témoignant de ce dernier mouvement glaciaire n'a été observé, mais une traînée de blocs en surface du till de fond de direction NE-SO a été recensée (fig. 5.1).



Figure 5.1 Traînée de blocs métriques (~125 m) orientés NE-SO, en surface du till de fond. Située sur la presqu'île du lac Fer à Cheval, au-dessus de la limite marine. Notez la présence de chenaux fluvioglaciaires entaillés dans le till de fond. Source : Image ©2007 Digital Globe, Google Earth

En somme, le secteur de Eastmain-1 aurait été témoin d'un ancien écoulement de direction N-S du Wisconsinien inférieur. Par la suite, lors du développement initial de l'Inlandsis laurentidien, au cours du Wisconsinien inférieur, la masse glaciaire se serait écoulée vers le NO et l'ONO. Ensuite, l'écoulement aurait été modifié pour se diriger vers l'ouest, dans le sens anti-horaire. Lors du Wisconsinien supérieur, le territoire aurait connu un écoulement dominant vers l'OSO mettant en place les drumlins, crag-and-tails et diverses formes profilées. Finalement, lors de la déglaciation finale, un dernier écoulement vers le SO serait survenu.

5.3 Les dépôts et les formes associées à la glaciation wisconsinienne

D'après les cartes de Dyke, Moore et Robertson (2003) montrant l'évolution de la masse glaciaire entre 18 ka ^{14}C BP (21,4 ka cal BP) et 5 ka ^{14}C BP (5,75 ka cal BP), le secteur à l'étude a vraisemblablement été englacé tout au long du Wisconsinien (Shilts, 1982) et ce, jusqu'à un peu plus que 7,6 ka ^{14}C BP (8,4 ka cal BP).

Lors de la glaciation, une grande quantité de sédiments ont été érodés et remobilisés par le glacier. Les débris rocheux résultant de l'érosion ont alors été broyés par la glace afin de former un diamicton à texture sableuse très compact à galets non jointifs. Ce till de fond a été mis en place sur la quasi-totalité du secteur à l'étude. Les différentes formes de terrain associées till (épaisseur observée de six mètres), soient les drumlins et les crag-and-tails, correspondent à l'orientation de l'écoulement dominant vers l'OSO. Leur mise en place aurait donc eu lieu lors du Wisconsinien supérieur, fort probablement lors du dernier maximum glaciaire.

Quant à la dispersion des carbonates, l'écoulement vers l'ONO a été potentiellement le plus propice à avoir inclus de la calcite ou de la dolomite (provenant de la plate-forme de Mistassini) à la matrice des dépôts glaciaires de la région étudiée. D'après les teneurs en carbonates du till, cet écoulement n'a pas contribué de façon significative à leur concentration dans les dépôts glaciaires. Deux facteurs peuvent expliquer ce phénomène. D'une part, les études de dispersion glaciaire basées sur l'analyse du contenu lithologique des dépôts

meubles, démontrent qu'à partir des sources rocheuses indicatrices, l'abondance des débris décroît rapidement dans le sens de l'écoulement glaciaire (Dreimanis et Schlüchter, 1985). D'autre part, il est possible que les écoulements ultérieurs à l'écoulement vers l'ONO aient contribué à diluer la concentration de calcite et de dolomite protérozoïque contenue dans la matrice du till de la région EM-1 (chap. IV).

5.4 La déglaciation

5.4.1 Le patron de la déglaciation

Le patron de la déglaciation peut être déduit de l'analyse de la répartition des sédiments de contact glaciaire (moraines, eskers) et des dépôts glaciomarins et marins. Vers 7,9 ka ^{14}C BP, suite à la vidange du Lac Ojibway et à la formation de la Moraine frontale de Sakami, la Mer de Tyrrell a talonné la marge glaciaire en retrait vers le NE (Hardy, 1976, 1982b; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980; Vincent, 1989; fig. 5.2).

Selon le patron général de déglaciation proposé par Dyke, Moore et Robertson (2003), le secteur à l'étude est devenu libre de glace à l'Holocène, entre 7,6 ka ^{14}C BP (8,4 ka cal BP) et 7,2 ka ^{14}C BP (8,0 ka cal BP)(fig. 5.3). Durant la période de déglaciation, les eaux de fonte sous-glaciaire et / ou infra-glaciaire ont mis en place de longs eskers orientés grossièrement dans le sens de l'écoulement dominant. Les eskers sont majoritairement orientés vers l'OSO et le SO, mais quelques uns semblent contrôlés par la topographie sous jacente comme celui se trouvant au sud du campement EM-1 et au sud de la tourbière du Ruisseau Natel (chap. III, sect. 3.2.1).

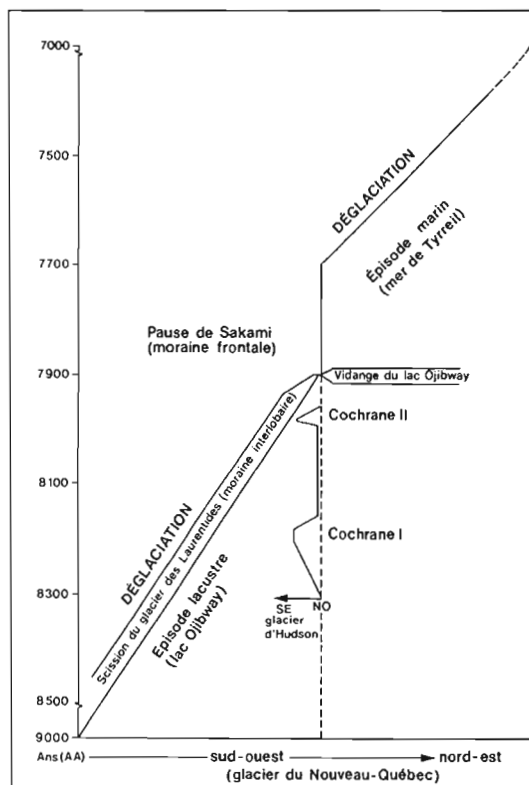


Figure 5.2 Évolution temporelle de la déglaciation à l'est de la Baie James (d'après Hardy, 1982b)

Le retrait des glaces du Nouveau-Québec a libéré drumlins, crag-and-tails, eskers et diverses autres formes glaciaires. Dans le secteur EM-1, plusieurs d'entre elles ont immédiatement été submergées par les eaux de la Mer de Tyrrell. Pendant ce temps, en bordure de la marge glaciaire, des séries de moraine de De Geer ont été formées. Celles-ci se sont mises en place sous l'altitude de 250 m (altitude maximale observée sur le terrain), là où le relief était peu accidenté. À moins de 20 km à l'ouest du secteur à l'étude, à l'est du versant proximal de la Moraine de Sakami, les moraines des De Geer sont espacées d'environ 90 m. Dans la région étudiée, la distance séparant les crêtes morainiques orientées NO-SE est d'environ 150 m. Cela suppose qu'au moment où la marge glaciaire a atteint le secteur EM-1, le retrait était différent par rapport à celui suivant la mise en place de la Moraine de Sakami. Suite à leur formation, les moraines de De Geer auraient été remaniées par les eaux marines lessivant leur surface et entraînant une partie de la matrice du till vers le fond marin.

À partir de l'orientation des eskers et des moraines de De Geer, il a été possible de reconstituer la position de la marge glaciaire lors de son retrait ainsi que les différentes étapes de l'invasion marine à l'intérieur du secteur (fig. 5.3). Comme la littérature le suggère, la marge glaciaire s'est retirée vers le NE, talonnée par les eaux de la Mer de Tyrrell (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). Celle-ci submergea les terres simultanément par le nord, suivant le cours actuel de la rivière Eastmain, ainsi que par le sud du Grand-Détour, à l'ouest du lac Fed pour ensuite se rejoindre (app. A).

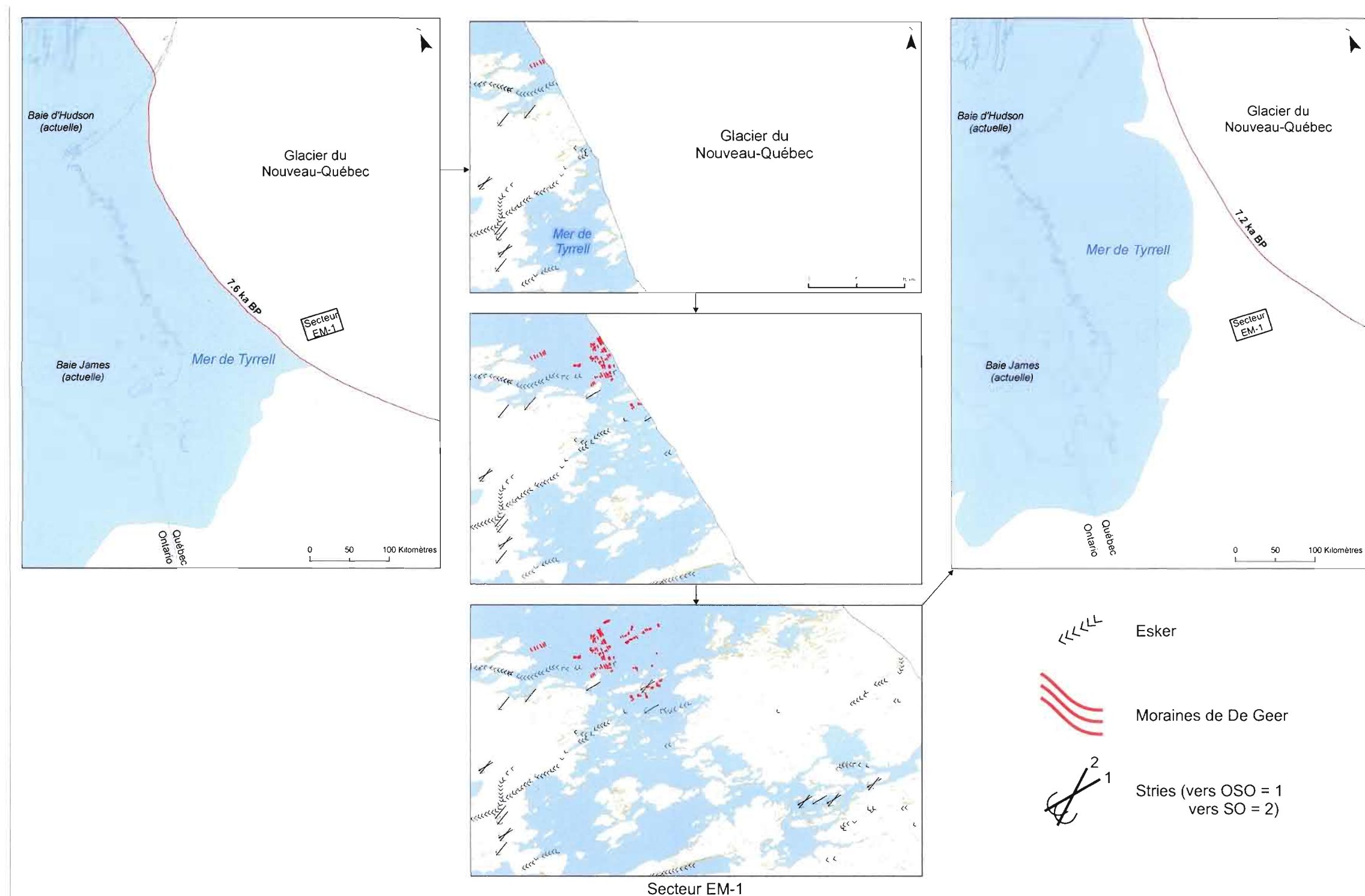


Figure 5.3 Patron de la déglaciation du secteur EM-1. Les isochrones de 7,6 ka ^{14}C BP (8,4 ka cal BP) et 7,2 ka ^{14}C BP (8,0 ka cal BP) sont tirées de Dyke, Moore et Robertson (2003)

5.4.2 L'épisode de la Mer de Tyrrell

5.4.2.1 Extension et limite de la Mer de Tyrrell

Divers ouvrages sur la géologie quaternaire suggèrent qu'à l'intérieur du secteur à l'étude, l'extension maximale vers l'est de la Mer de Tyrrell se situe aux environs de l'actuel barrage EM-1 ainsi qu'au sud du Grand-Détour (Prest, Grant et Rampton, 1968; Craig, 1969; Hillaire-Marcel, 1976; Hardy, 1982; Vincent, 1989). Cette limite approximative a été interprétée à partir de données à petite échelle (altitudes de lignes de rivages) pour l'ensemble du territoire submergé par l'invasion marine. À la lumière des campagnes de terrain et d'une cartographie détaillée, il apparaît important de redéfinir la limite marine de ce secteur.

En aval du barrage, sous la limite marine connue, certains aspects de la géomorphologie locale rendent évidente la présence d'un plan d'eau. Tout d'abord, le retrait de la marge glaciaire a mis en place quelques séries de crêtes parallèles qui semblent correspondre à la définition de complexes de moraines de De Geer (Vincent, 1977). Ces dernières ont été observées entre 222 et 250 m d'altitude. De plus, à trois kilomètres au SE du Camp EM-1, des glissements de terrain, situés à une altitude de 218 m, indiquent la présence de limons argileux correspondant à un environnement d'eau relativement profonde. D'autres limons argileux massifs ont également été observés à environ 5 km au NNE du Camp EM-1, à une altitude de 230 m. Ce type de sédimentation correspond également à une nappe d'eau profonde.

Selon le patron de déglaciation décrit dans la littérature (Dyke et Prest, 1987; Dyke, Moore et Robertson, 2003), ces dépôts fins et ces moraines de De Geer seraient définitivement associés à la Mer de Tyrrell, et non au Lac Ojibway. En effet, de nombreux auteurs (Hardy, 1976; Vincent, 1989; Veillette, 1994) ont démontré que la limite d'extension vers l'est de ce lac proglaciaire est la Moraine de Sakami, laquelle se trouve à quelques dizaines de kilomètres vers l'ouest du secteur. Ceci élimine donc la possibilité que les moraines de De Geer soient associées au lac glaciaire Ojibway. Un peu plus au nord, dans la région du réservoir Opinaca, l'extension maximale vers l'est de la Mer de Tyrrell a atteint

l'altitude de 270 m (Vincent, 1989). Dans la région étudiée, la limite marine a été établie à partir de l'observation des accumulations littorales les plus élevées et des limites de délavage dans le till, soit 274 m (fig. 5.4). Dû aux difficultés de déplacement sur le terrain et de la courte durée des campagnes d'échantillonnage, aucune courbe de gauchissement du plan d'eau marin n'a pu être établie. Toutefois, il est probable que la limite marine de l'est du secteur soit plus élevée de quelques mètres. Vers 274 m d'altitude on peut observer quelques limites de délavage dans le till, et notamment au nord du lac Fer à Cheval. Sous cette altitude, les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires sont fréquemment remaniés ou simplement masqués par une sédimentation littorale, pré-littorale, deltaïque ou marine profonde. Les moraines de De Geer sont quant à elles situées à une altitude d'environ 250 m. Par contre, la profondeur de leur mise en place ne constitue pas un bon indicateur de la colonne d'eau puisqu'elle est trop variable.

Dans le secteur de la rivière La Grande, Vincent (1977) suggère que selon les altitudes de ces moraines leur mise en place aurait eu lieu sous une colonne d'eau minimale de 20 m et maximale de 130 m. Cependant, dans les environs de la péninsule d'Ungava, Daigneault (1997) a observé des moraines de De Geer mises en place sous une profondeur d'eau aussi faible que 15 m.



Figure 5.4 Cordons littoraux situés au SO de la tourbière du Grand-Détour (image inclinée vers le SO) Source : Image ©2007 Digital Globe, Google Earth

5.4.2.2 Les dépôts associés à l'épisode marin

La répartition des dépôts et des formes associés à un environnement marin laisse croire que la transgression marine n'a pas couvert l'ensemble du territoire. En effet, l'étendue d'eau marine a suivi la marge glaciaire et a pénétré à l'intérieur de la vallée de la rivière Eastmain. L'altitude des dépôts littoraux, des limites de délavage et des petits cordons de plage ne dépasse pas 274 m. Ce qui a permis d'en fixer la limite à ce niveau.

Cet épisode marin a permis la mise en place de divers types de dépôts. Leur sédimentologie varie en fonction de leur processus de mise en place. Dans les endroits profonds, la quiétude des eaux marines a permis la mise en place d'épaisses couches de limon argileux. Localement, des rythmites centimétriques témoignent de variations cycliques d'apport en sédiments (Smith et Ashley, 1985), possiblement liées à des fluctuations de

marées ou d'eau de fonte déversée dans la mer. À l'intérieur de ces sédiments fins, la présence sporadique de petits cailloux de délestage témoigne du vêlage qui était probablement plus important au début de la déglaciation, soit lors de la mise en place de ces dépôts fins. Ces cailloux ont également pu être transportés par des processus glaciels (Dionne, 1978a).

Certaines similitudes ont été observées dans des faciès d'environnement marin situés en périphérie du secteur EM-1. À l'est de la Moraine de Sakami, Hardy (1976) suggère que les sédiments marins profonds contiennent une microfaune et une macrofaune. Par contre, à proximité des eskers, la couche de base de cette unité marine présenterait une stratification rythmique et ne contiendrait pas de fossile. Ce même auteur suggère aussi que les dépôts argileux sont continus sur la plaine côtière de la Baie James et la Plaine de l'Eastmain, où ils atteignent une épaisseur de 40 m. Outre ces lieux, la couverture de sédiments marins d'eau profonde ne se trouve en fait, tout comme dans le secteur à l'étude, que dans le creux des vallées et les dépressions. Au nord de la rivière Rupert, les sédiments argileux atteignent 205 m d'altitude, tandis qu'au nord de la rivière Opinaca, ils atteignent 235 m. Au croisement de la rivière Eastmain et de la route de la Baie James (km 394), Hillaire-Marcel (1980) a observé des sédiments argileux associés à la Mer de Tyrrell, surmontés de sables deltaïques et alluviaux.

Les sédiments pré littoraux se trouvant dans le secteur EM-1 ont donc été mis en place sous une colonne d'eau moins importante que les limons argileux. L'apport de ces sédiments proviendrait du remaniement des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires adjacents ainsi que des eaux de fonte. Localement, des blocs glaciels ont été délestés au fond de l'eau lors de l'accumulation de ces sédiments (fig. 3.20). Des culots de glace ancrés dans les sédiments fluvioglaciaires ont ensuite été parfois enfouis avec les processus de la sédimentation pré littorale. Lors de la fonte de ces culots de glace, les sédiments ont été déformés (fig. 5.5).

Les dépôts littoraux sont directement associés à l'action des vagues sur les différents types de dépôts (Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). Localement, la présence d'une limite de

délavage et la construction d'un cordon littoral indique un remaniement prononcé par les vagues. Par exemple, une fois que le niveau de la mer a atteint sa limite maximale de 274 m, le retrait de la glace s'est poursuivi vers le NE. Là où les vents atteignaient une puissance suffisante et qu'une source de sédiments meubles était disponible, les vagues ont mis en place des cordons littoraux. Toutefois, là où la pente était trop abrupte, l'action de ces vagues délavait la surface du till, laissant ainsi des limites de délavage, aujourd'hui interprétées comme des paléorivages. D'après les observations de terrain et notamment de la répartition des sédiments littoraux à diverses altitudes, le niveau d'eau n'aurait vraisemblablement pas régressé instantanément, mais progressivement. En tenant compte des isochrones proposés par Dyke, Moore et Robertson (2003), l'invasion marine dans la région aurait été un événement de courte durée, soit d'environ 400 ans (fig. 5.3).



Figure 5.5 Sables pré littoraux surmontant les sables et graviers d'un esker. Notez les déformations causées par la fonte de culot de glace enfouie. Esker situé à l'OSO du camp EM-1.

Au-delà de la limite marine, plusieurs plaines d'épandage se sont formées, séparant ainsi le glacier de la Mer de Tyrrell. Ces dépôts d'épandage fluvioglaciaire contribuaient grandement à l'apport sédimentaire dans la Mer de Tyrrell. Les dizaines de chenaux fluvioglaciaires et la plaine d'épandage se déversant directement dans la Mer de Tyrrell ont contribué à la mise en place d'une vaste unité de sables deltaïques. À l'intérieur du secteur EM-1, cette unité construite progressivement par les apports sédimentaires provenant des eaux de fontes, s'étend de l'ENE vers l'OSO et constitue l'assise de base des grands bassins dans lesquels se sont développées les tourbières actuelles. Les apports en sédiments proglaciaires provenant du secteur du lac Clarckie ont permis, par exemple, la formation de dépressions issues d'ancien bras de cours d'eau à partir duquel s'est développée la tourbière du Ruisseau Natel. Les épandages provenant du SE du secteur étudié ont permis de former des secteurs déprimés au dessus desquels s'est formée la tourbière du Ruisseau Caché. Enfin, les apports provenant des eaux de fontes de la vallée de la rivière Eastmain ont mis en place des sédiments deltaïque jusqu'au sud du Grand-Détour (app. A). Localement, au-delà de la limite marine, les eaux de fonte ont complètement délavé la matrice du till, créant ainsi plusieurs champs de blocs (Dionne, 1978b). Ces derniers se concentrent surtout dans le bas des vallées ou des chenaux. Il est possible d'observer plusieurs champs de blocs, au fond des anciens chenaux liant les lacs actuels. Les crues d'eau de fonte ont également entaillé quelques formes d'accumulation glaciaire (fig. 5.1).

Tel que mentionné au chapitre III, les sédiments marins échantillonnés dans le secteur à l'étude n'ont présenté aucun indice de macrofaune. Par contre, en bordure du réservoir Opinaca (site 87; fig. 1.6), des résidus fossiles de *Portlandia arctica* et de *Hiatella arctica* (Lubinsky, 1980) ont été trouvés en place dans les limons argileux massifs, à la base d'une séquence marine située à 227 m d'altitude (fig 5.6). L'altération importante des coquilles a toutefois empêché leur échantillonnage pour fin de datation radiocarbone. Les quatre hypothèses suivantes pourraient expliquer l'absence de coquilles marines à l'intérieur du secteur à l'étude : 1) les conditions de vie n'étaient sans doute pas favorables au développement de communautés de coquilles (apport trop important en sédiments provenant des eaux de fonte), 2) les apports en eaux de fonte auraient pu contribuer à la création d'un environnement plutôt saumâtre n'atteignant pas le niveau de salinité requis pour cette faune,

même si Hillaire-Marcel (1980) a mentionné que la plupart des espèces des mers épicontinentales tolèrent assez bien les eaux saumâtres, 3) les différentes espèces de coquilles possédaient une certaine tolérance bathymétrique (Hillaire-Marcel, 1980) et 4) la courte durée de l'épisode marin de ce secteur, dû au relèvement isostatique, aurait pu également être responsable de l'absence de macrofossiles.



Figure 5.6 Coquilles de *Portlandia arctica* fortement altérées dans les limons argileux de la Mer de Tyrrell. Coupe en bordure du réservoir Opinaca, au NO du barrage EM-1, élévation de 227 m.

5.4.2.3 L'exondation des terres

Suite au relèvement isostatique les eaux marines se sont retirées progressivement vers l'ouest de la région étudiée. Selon l'évolution de l'inlandsis et des mers postglaciaires proposée par Dyke, Moore et Robertson (2003), la Mer de Tyrrell se serait retirée du secteur EM-1 avant 7,2 ka ^{14}C BP (8,0 ka cal BP). Lors de cette régression, l'édification de nouveaux cordons littoraux a eu lieu à de plus basses altitudes (fig. 5.4).

Suite à la régression des eaux marines et avant que la végétation ne s'installe, les vents dominants de l'épisode climatique chaud et sec de l'Holocène moyen (Filion *et al.*, 1991) ont asséché et remanié les sédiments les plus fins. L'abondance de sables pré-littoraux et deltaïques a permis l'édification de dunes paraboliques. Quelques mesures de pendage ont permis d'avancer l'hypothèse que les champs de dunes adjacents à la tourbière du Grand-Détour se seraient construits à l'aide de vents dominant du NE.

Des tourbières se sont développées par comblement puis par paludification dans les dépressions mal drainées. Sous la limite marine, celles-ci se sont majoritairement formées sur des sables fins d'origine deltaïque ainsi que sur le roc. Au-dessus de la limite marine, elles se sont mises en place dans des dépressions de sables et graviers fluvioglaciaires ainsi que sur le till de fond compact et sur le roc. Ces milieux humides se sont développés lentement et couvrent aujourd'hui de grandes superficies. À l'intérieur du secteur à l'étude, les plus grandes tourbières se trouvent sous l'altitude de 274 m et se sont développées dans des dépressions formées de sables deltaïques marins et de sédiments fluviaux du paléo-Eastmain. Dans le cadre du projet sur la dynamique du carbone organique et inorganique, des carottes de tourbe ont été prélevées dans six tourbières (fig. 5.7), afin d'avoir un âge minimal du début de la formation des tourbières et ainsi de l'émersion du territoire. Deux de ces tourbières occupent des sites n'ayant vraisemblablement pas été envahis par la Mer de Tyrrell. Des datations au radiocarbone ont été obtenues à la base des sédiments organiques sur des macrorestes tourbicoles. Le tableau 5.1 présente les âges basaux des sédiments de six tourbières étudiées réparties d'est en ouest sur le territoire (fig. 5.7), ainsi que l'altitude du contact tourbe / minéral.

Tableau 5.1
Âges basaux de macrorestes tourbicoles (contact minéral)

Tourbière	Altitude (contact minéral; m)	Âge ^{14}C BP	Âge Cal BP 2σ	Âge Cal BP	No de laboratoire
La Sterne	304	6 225 \pm 20	7 027 – 7 236	7 132	UCIAMS-40360
Mosaïque	295	6 200 \pm 40	7 240 – 6 990	7 115	Beta-223744
Ruisseau Natel	267	5 700 \pm 40	6 620 – 6 400	6 510	Beta-223745
Ruisseau Caché	270	4 850 \pm 20	5 580 – 5 620	5 600	UCIAMS-40369
Grand-Détour	265	5 460 \pm 40	6 310 – 6 200	6 255	Beta-223742
Lac Le Caron	246	6 640 \pm 40	7 580 – 7 440	7 510	Beta-223743

Les deux tourbières les plus élevées en altitude sont situées à l'est du secteur à l'étude (fig 5.7). Il s'agit des tourbières Mosaïque (295 m) et La Sterne (307 m), qui auraient débuté leur mise en place vers 6 200 \pm 40 ^{14}C BP (7 115 cal BP) et 6 225 \pm 20 ^{14}C BP (7 132 cal BP), respectivement. En tenant compte de leur altitude, elles se localisent au-dessus de la limite marine atteinte par la Mer de Tyrrell (274 m). La date basale obtenue pour chacune de ces tourbières indiquent un âge minimal pour le retrait des glaces vers le NE. Cet âge est d'environ 1000 ans plus jeune que le moment de la déglaciation estimée par Dyke, Moore et Robertson (2003). Cependant, il faut rappeler que ces derniers ont utilisé principalement des datations de coquilles marines pour le secteur est de la Baie James.

Sous la limite marine (274 m), l'âge basal le plus ancien (6 640 \pm 40 ^{14}C BP, soit 7 510 cal BP) provient de la base d'une carotte prélevée à l'endroit le plus profond de la tourbière du Lac Le Caron (fig. 5.7). Les macrorestes tourbicoles datés ont été récoltés près de cinq mètres sous la surface actuelle (246 m; tab. 5.1), au contact de sables fins possiblement d'origine deltaïque. Au moment du comblement initial de cette tourbière, les eaux de la Mer de Tyrrell étaient donc situées sous l'altitude de 246 m. En fait, il est probable que les eaux marines avaient déjà quitté la région étudiée avant 7,2 ka ^{14}C BP (8,0 ka cal BP).

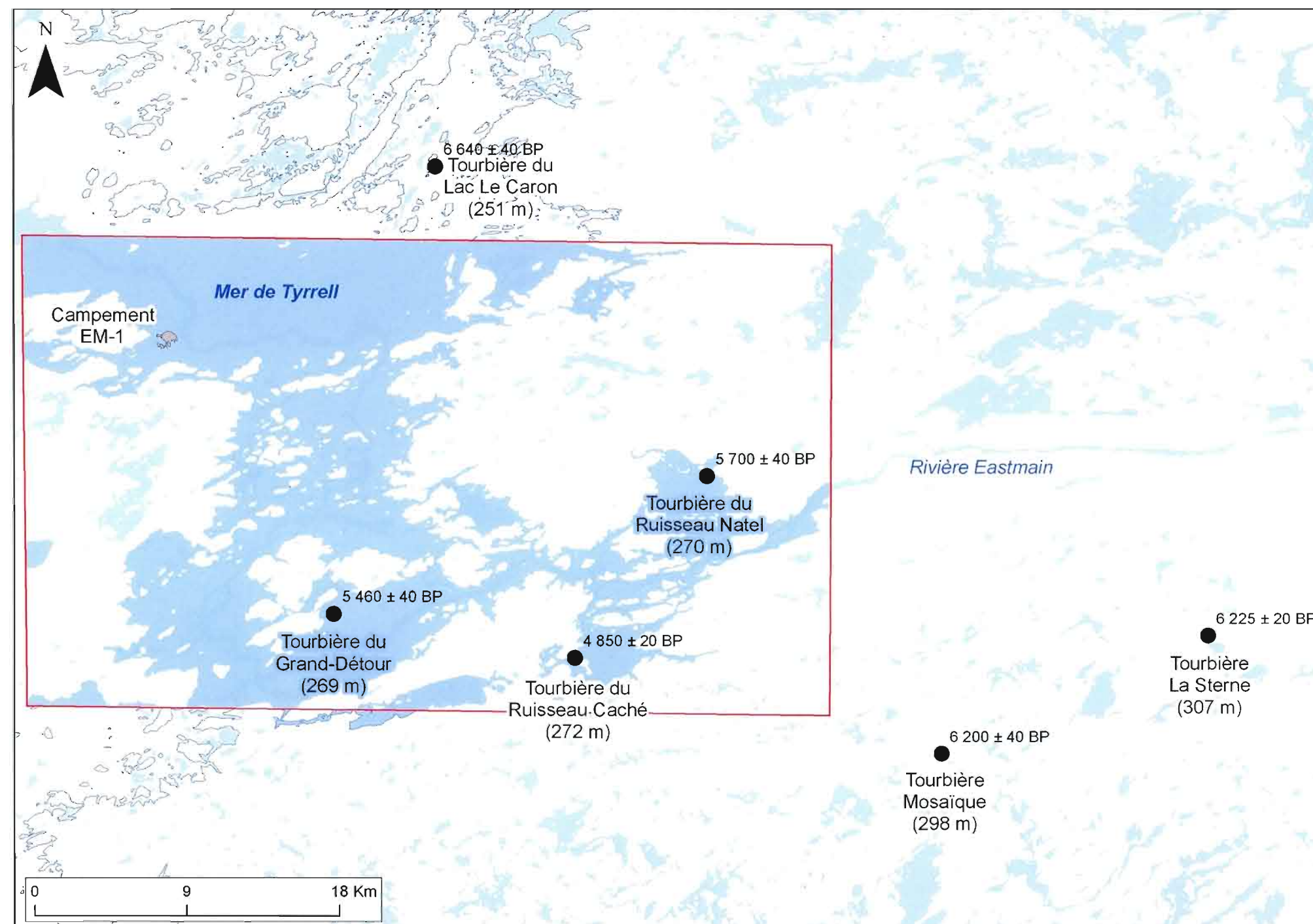


Figure 5.7 Étendue de la Mer de Tyrrell, à l'intérieur du secteur à l'étude, lors de son extension maximale (alt. 274 m) et localisation des tourbières (altitude de la surface de la tourbe) où des datations au radiocarbone ont été effectuées.

Les datations obtenues dans les trois autres tourbières, soient celles du Ruisseau Natel, Grand-Détour et Ruisseau Caché (fig. 5.7), indiquent un comblement plus récent: $5\,700 \pm 40$ ^{14}C BP (6 510 cal BP), $5\,460 \pm 40$ ^{14}C BP (6 255 cal BP) et $4\,850 \pm 20$ ^{14}C (5 600 cal BP) respectivement. Bien que l'altitude de leur contact minéral se situe près de la limite marine, ces dates montrent, encore une fois un délai important entre la déglaciation (entre 7,6 et 7,2 ka ^{14}C BP) et le début de leur formation. Ce phénomène a également été observé par Gorham *et al.* (2007) dans le secteur de la Baie James.

Suite à la reconnaissance de l'effet réservoir plutôt variable du ^{14}C des coquilles de la Mer de Tyrrell, plusieurs datations au radiocarbone ont été rejetées (Dyke, Moore et Robertson, 2003; Dyke, Dredge et Hodgson, 2005). Pour le secteur SE de la Baie James, soit aux environs des rivières Rupert, Broadback et Eastmain, seulement quatre dates de coquilles marines ont été conservées. Celles-ci se trouvent à plus de 100 km à l'ouest du secteur à l'étude (fig. 5.8). Dans le secteur EM-1 les dates obtenues sont toutes à des altitudes élevées. Il a donc été impossible de construire une courbe d'émergence des terres pour le secteur à partir des dates disponibles à ce jour.

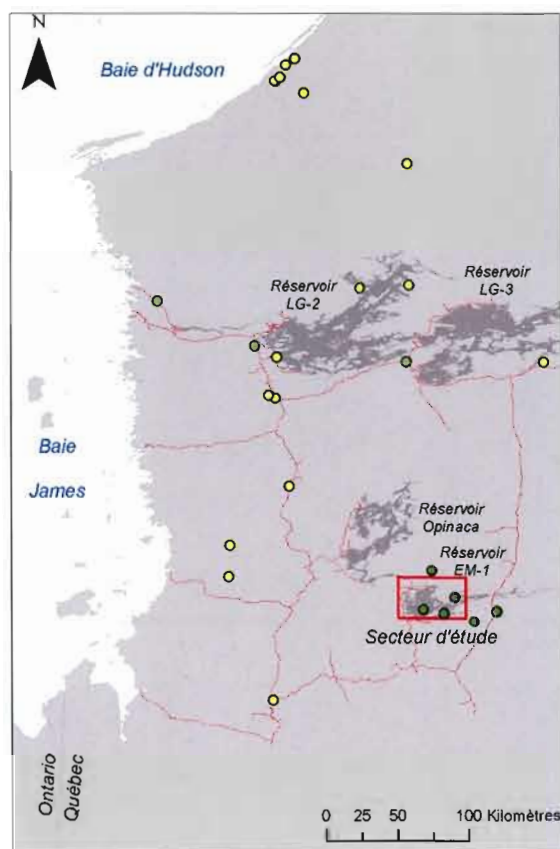


Figure 5.8 Sites où des coquilles ou de la matière organique a été daté, l'effet réservoir de ces dates a été corrigé (points jaunes; modifié de Dyke, Moore et Robertson, 2003), (points verts pâles; Beaulieu-Audy, 2006) (points verts foncés; dates basales des tourbières étudiées dans le présent projet).

5.5 Les processus actuels

Actuellement, les régions d'Eastmain-1 et du réservoir Opinaca sont soumises à des processus naturels et anthropiques. Des mouvements gravitaire de faible envergure, situés dans les sédiments fins en bordure de la rivière Eastmain (sur la rive sud, au SO du camp EM-1), ont été observés par photo-interprétation. D'après la végétation forestière mature qui les colonise, ces derniers semblent dater de plusieurs années. La construction de barrages et de réservoirs a généré différents changements sur l'ensemble du territoire.

La majorité des formes glaciaires et fluvioglaciaires décrites dans ce mémoire ont grandement été exploitées dans le but de construire le barrage d'Eastmain-1 (fig. 5.9), les 13 digues ainsi que les routes et les autres aménagements. Le réservoir hydro-électrique, dont le plan d'eau atteint l'altitude maximale de 283,11 m, recouvre la majeure partie des sédiments et des formes associées à l'extension maximale vers l'est de la Mer de Tyrrell pour ce secteur. On estime que cette nouvelle étendue d'eau générera un remaniement des sédiments par les vagues et favorisera ainsi la mise en place d'une nouvelle sédimentation littorale en bordure du réservoir, ainsi que l'érosion des dépôts meubles. À l'ouest du secteur à l'étude, les rives du réservoir Opinaca sont actuellement érodées par le marnage que subit celui-ci. Il est donc possible d'y observer plusieurs coupes dans les sédiments quaternaires et particulièrement différentes successions d'environnements marins de la Mer de Tyrrell (chap. III, fig. 3.13).



Figure 5.9 Barrage EM-1, durant sa construction en août 2005, avant la mise en eau du réservoir hydro-électrique. (Vue vers le sud)

CONCLUSION

À partir des différents résultats obtenus dans cette étude, il a été possible de préciser l'histoire paléogéographique quaternaire de la région du réservoir EM-1 et d'estimer la quantité de carbone inorganique dans les sédiments meubles.

Pendant le Wisconsinien, l'Inlandsis laurentidien a laissé des marques d'érosion témoignant de cinq différentes orientations d'écoulement glaciaire soient, de la plus ancienne à la plus récente : NNO- SSE et NNE-SSO, vers le NO et l'ONO, vers l'ouest, vers l'OSO et finalement vers le SO.

Les travaux de cartographie ont permis d'identifier 11 différents types de dépôts meubles. À partir des analyses sédimentologiques et stratigraphiques, il a été possible de définir le mode de mise en place ainsi que la succession chronologique de ces dépôts. Le till de fond, le till d'ablation, les sédiments associés aux complexes de moraines de De Geer, les dépôts de contact glaciaire (esker), puis d'épandage proglaciaire, marins profonds, deltaïques, pré littoraux et littoraux, éoliens, alluviaux et organiques se sont successivement déposés sur le territoire. Associés au dernier cycle glaciaire, ces dépôts superficiels couvrent une grande superficie sur le territoire de l'est de la Baie James et ont déjà été documentés par plusieurs auteurs (Hardy, 1976; Vincent, 1977; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). À la base de la séquence stratigraphique, le till de fond est parfois fuselé et témoigne d'un écoulement glaciaire dominant vers l'OSO. Lors de la déglaciation, de longs eskers (> 30 km) se sont mis en place. Leur orientation est généralement parallèle au mouvement glaciaire dominant vers l'OSO, mais en certains endroits, ils suivent les dépressions topographiques. La disposition des moraines de De Geer indique que, lors de la déglaciation, la marge glaciaire s'orientait selon un axe NO-SE. La région aurait été déglacée entre 7,6 ka ^{14}C BP (8,4 ka cal BP) et 7,2 ka ^{14}C BP (8,0 ka cal BP) (Dyke, Moore et Robertson, 2003).

Suite à la déglaciation, le territoire a été ennoyé par les eaux de la Mer de Tyrrell jusqu'à une altitude de 274 m. Lors de cet épisode, de vastes deltas sableux se sont mis en place près de la limite marine, alors que des limons argileux massifs ou stratifiés se déposaient dans les parties les plus profondes. Cet épisode marin aurait duré moins de 400 ans. L'abaissement graduel du plan d'eau suite au relèvement est indiqué par le développement de cordons littoraux et de plage à des niveaux plus bas. Suite à cet abaissement du plan d'eau, des tourbières se sont développées dans les milieux mal drainés et notamment sur les sédiments deltaïques. Des âges basaux obtenus à la base de six tourbières ombrotrophes varient entre 4 850 et 6 640 ^{14}C BP (5 600 et 7 510 cal BP). Ces datations au radiocarbone obtenus sur des macrorestes tourbicoles montrent un délai de près de 1 000 ans entre la déglaciation du secteur selon le schéma paléogéographique proposé par Dyke, Moore et Robertson (2003; fig. 5.3) et le début de l'entourbement. Les sédiments plus récents (sables éoliens, alluvionnaires et les tourbières) se sont mis en place durant la période post-glaciaire.

À partir des étendues, des épaisseurs moyennes, des densités et des teneurs en carbonates des sédiments meubles, il a été possible d'estimer la quantité de carbone inorganique présente à l'intérieur de la superficie occupée par le réservoir EM-1. À l'intérieur de la portion cartographiée, la quantité approximative de moles de CaCO_3 est de $6,16 \times 10^{12}$. Les sédiments les plus riches en CaCO_3 sont les dépôts marins (profonds, deltaïques et pré-littoraux) avec une teneur moyenne variant de 1,57 à 1,85 %. Bien que les calculs semblent complets, il reste que ces résultats constituent des estimés très grossiers. En tenant compte du pH actuel (6) mesuré dans l'eau du réservoir, la faible teneur en carbone inorganique des dépôts meubles n'affectera que minimalement les concentrations de DIC dans l'eau du réservoir.

Malgré les résultats de ce projet, certains aspects demeurent incomplets. Il faudrait notamment, préciser le taux de gauchissement de la lithosphère provoqué par le relèvement isostatique de cette région. Malheureusement, dû à des contraintes logistiques (temps et déplacements) il fut impossible de résoudre ce problème de façon concrète. De même, il aurait été intéressant de préciser les directions de transport glaciaire les plus efficaces par des analyses de trains de dispersion à partir de sources lithologiques bien distinctes.

APPENDICE A

Géologie des formations superficielles :
Secteur Eastmain-1, Baie James, Québec

APPENDICE B

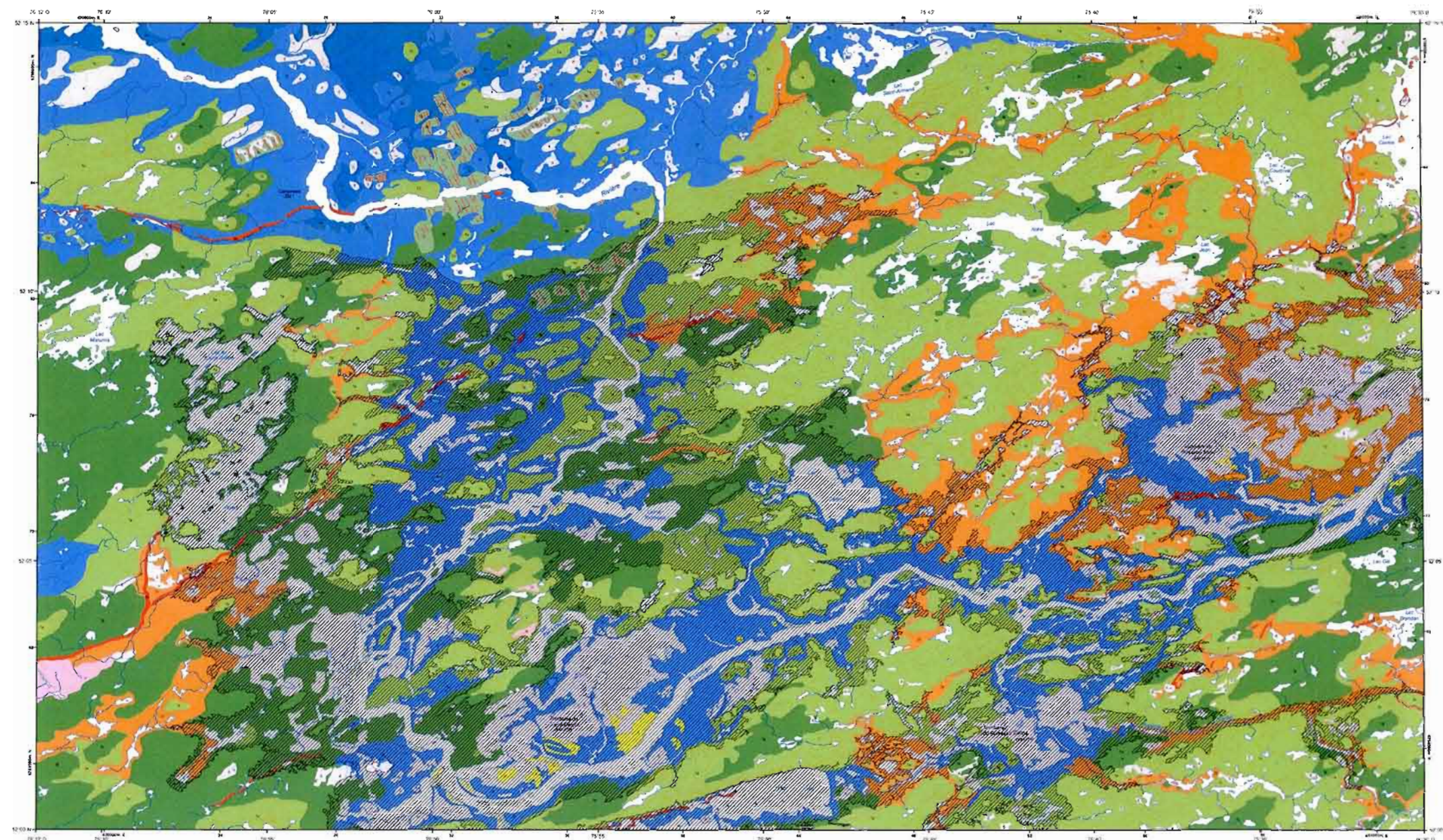
Analyses statistiques des données granulométriques
des dépôts superficiels
Paramètres statistiques d'après Folk et Ward (1957)

Type de dépôt	# échantillon	Répartition granulométriques (%)			Valeur médiane	Moyenne Graphique	Écart-type	Coefficient d'asymétrie	Coefficient d'angulosité
		Sables	Limons	Argiles	M _d Ø ₅₀	M _z $\frac{\text{Ø}_{16} + \text{Ø}_{50} + \text{Ø}_{84}}{3}$	σ_i $\frac{\text{Ø}_{84} - \text{Ø}_{16} + \text{Ø}_{95} - \text{Ø}_5}{4 \quad 6.6}$	SK _i $\frac{(\text{Ø}_{84} + \text{Ø}_{16} - 2\text{Ø}_{50}) + (\text{Ø}_{95} + \text{Ø}_5 - 2\text{Ø}_{50})}{2(\text{Ø}_{84} - \text{Ø}_{16}) \quad 2(\text{Ø}_{95} - \text{Ø}_5)}$	H _G $\frac{-(\text{Ø}_{95} - \text{Ø}_5)}{2.44(\text{Ø}_{75} - \text{Ø}_{25})}$
Sédiments éoliens	05-DB-19	80,30	19,70	0,00	3,56	3,56	0,52	-0,06	1,03
	05-DB-32	62,23	35,14	2,63	3,33	3,77	2,22	0,32	1,07
	05-DB-34	94,25	5,75	0,00	2,81	2,92	0,67	0,20	0,80
	Moyenne	78,93	20,20	0,88	3,23	3,42	1,14	0,15	0,97
Sédiments marins deltaïques	05-DB-01	99,34	0,66	0,00	2,47	2,45	0,57	-0,06	1,06
	05-DB-13	2,14	74,55	23,32	7,29	7,26	1,97	-0,01	0,78
	05-DB-21	89,49	10,51	0,00	3,00	3,05	0,71	0,11	0,78
	05-DB-23	12,81	80,95	6,24	6,24	6,22	1,88	-0,01	0,83
	05-DB-42	59,61	36,29	4,11	3,72	4,24	1,91	0,47	1,41
	06-DB-49	96,06	3,61	0,33	2,53	2,54	0,55	0,13	1,36
	Moyenne	59,91	34,43	5,67	4,21	4,29	1,27	0,10	1,03
Sédiments marins littoraux	05-DB-11	98,52	1,48	0,00	0,45	0,45	0,82	0,06	0,93
	05-DB-35	96,88	3,12	0,00	1,07	1,18	1,46	0,15	0,81
	05-DB-36	99,99	0,01	0,00	0,68	0,71	0,85	0,00	0,92
	06-DB-51	99,99	0,01	0,00	1,40	1,28	1,08	-0,18	1,08
	06-DB-56	99,02	0,66	0,33	0,20	0,24	0,78	0,10	0,87
	Moyenne	98,88	1,05	0,07	0,76	0,77	1,00	0,03	0,92
Sédiments marins pré littoraux	05-DB-03	0,49	95,90	3,61	6,58	6,59	1,46	0,01	0,78
	05-DB-10	48,11	43,35	8,54	4,10	4,72	2,70	0,32	0,82
	05-DB-33	13,30	82,60	4,11	6,18	6,16	1,86	-0,04	0,85
	05-DB-37	46,80	51,56	1,64	4,07	4,72	1,83	0,49	0,93
	05-DB-38	78,82	20,69	0,49	3,25	3,27	0,94	0,18	1,09
	06-DB-52	22,66	72,09	5,26	5,66	5,79	1,95	0,12	0,72
	06-DB-54	2,79	87,36	9,85	6,71	6,72	1,70	0,04	0,86
	06-DB-57	0,16	82,92	16,91	6,70	6,98	1,77	0,23	0,77
	06-DB-58	56,81	33,45	9,73	3,62	4,43	2,44	0,48	0,90
	06-DB-61	30,43	58,07	11,49	5,37	5,76	2,31	0,25	0,73
	Moyenne	30,04	62,80	7,16	5,23	5,51	1,90	0,21	0,85
Sédiments marins profonds	05-DB-08	1,64	82,10	16,26	7,02	7,03	1,82	0,04	0,82
	05-DB-28	29,56	53,37	17,08	5,78	5,93	2,77	0,08	0,73
	06-DB-47	2,63	75,21	22,17	7,25	7,21	1,96	-0,02	0,78
	06-DB-50	11,82	70,44	17,73	6,71	6,69	2,20	-0,01	0,78
	06-DB-55	6,57	71,92	21,51	7,16	7,09	2,11	-0,09	0,84
	06-DB-59	2,14	84,17	13,69	6,14	6,58	1,83	0,33	0,82
	06-DB-60	1,48	84,57	13,96	6,39	6,71	1,78	0,26	0,82
	Moyenne	7,98	74,54	17,48	6,64	6,75	2,07	0,09	0,80
Sédiments de contact glaciaire (esker)	05-DB-09	97,04	2,79	0,16	-0,19	-0,05	0,83	0,34	1,05
	05-DB-16	96,39	3,12	0,49	1,10	1,16	1,34	0,13	0,92
	05-DB-22	53,53	41,54	4,93	3,70	3,86	2,97	0,11	0,88
	06-DB-48B	99,67	0,33	0,00	0,17	0,33	1,05	0,29	0,92
	Moyenne	86,66	11,95	1,40	1,20	1,32	1,55	0,22	0,94

type de dépôt	# échantillon	Répartition granulométriques (%)			Valeur médiane	Moyenne Graphique	Écart-type	Coefficient d'asymétrie	Coefficient d'angulosité
		Sables	Limons	Argiles	M_d	M_z	σ_i	SK_1	H_G
					ϕ_{50}	$\frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\frac{\phi_{84} - \phi_{16} + \phi_{95} - \phi_5}{4 \quad 6.6}$	$\frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}) + (\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16}) \quad 2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$\frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
Till des moraines de De Geer	05-DB-25	68,80	29,23	1,97	2,87	3,05	2,41	0,17	1,06
	05-DB-26	9,85	86,70	3,45	5,10	5,21	1,21	0,27	1,48
	Moyenne	39,33	57,96	2,71	3,99	4,13	1,81	0,22	1,27
Till d'ablation	05-DB-14	68,31	25,62	6,08	2,21	2,94	3,14	0,39	0,90
Till de fond	05-DB-Némiscou	78,16	18,72	3,12	2,03	2,26	2,41	0,28	1,13
	05-DB-04	64,20	32,84	2,96	3,10	3,42	2,48	0,22	1,03
	05-DB-05	91,63	8,37	0,00	3,07	2,73	1,22	-0,46	1,11
	05-DB-06	55,01	40,07	4,93	3,56	3,83	2,85	0,16	0,92
	05-DB-07	59,61	36,29	4,11	3,34	3,68	2,72	0,20	0,97
	05-DB-12	46,63	46,14	7,23	4,26	4,31	3,08	0,05	0,85
	05-DB-15	64,20	33,17	2,63	3,12	3,37	2,53	0,18	1,07
	05-DB-17	80,62	18,39	0,99	1,78	2,02	2,18	0,25	0,94
	05-DB-18	59,77	37,93	2,30	3,34	3,48	2,68	0,10	0,98
	05-DB-20	54,19	41,05	4,76	3,59	3,81	2,96	0,14	0,84
	05-DB-24	62,89	34,32	2,79	3,10	3,36	2,62	0,18	0,99
	05-DB-29	63,88	33,50	2,63	3,02	3,34	2,61	0,21	0,97
	05-DB-30	61,25	35,63	3,12	3,21	3,43	2,67	0,16	0,98
	05-DB-39	52,55	42,20	5,26	3,80	3,95	2,93	0,10	0,87
	05-DB-40	60,10	37,60	2,30	3,44	3,55	2,50	0,09	1,11
	05-DB-43	55,17	39,57	5,26	3,59	3,85	2,88	0,16	0,93
	05-DB-44	63,22	32,84	3,94	3,07	3,45	2,70	0,24	0,99
	06-DB-53	62,56	32,02	5,42	2,82	3,20	3,06	0,23	0,86
	Moyenne	63,09	33,37	3,54	3,18	3,39	2,61	0,14	0,97

APPENDICE C

Répartition spatiale, épaisseur et teneur en
carbonates des dépôts superficiels :
Secteur Eastmain-1, Baie James, Québec

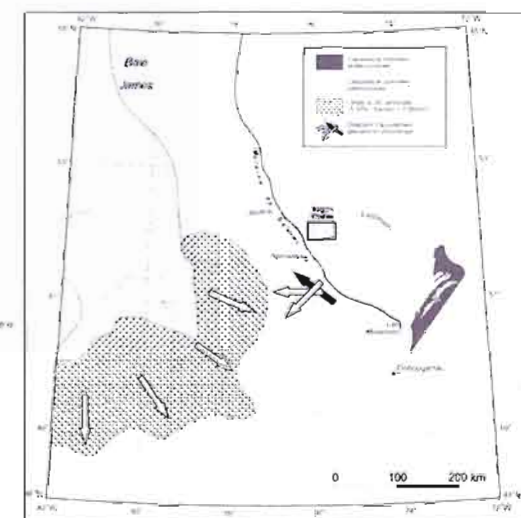


Reservoir Eastmain-1 (400 km², 100 m maximale à 203 m)

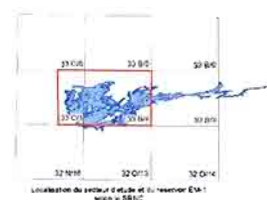
Type de dépôt superficiel	Épaisseur maximale au sommet du socle (m)	Teneur moyenne en carbonates < 63 µm	Superficie estimée à l'échelle de la carte
Quaternaire			
Post-glaciaire			
Organiques	1 à 5 m	—	18 %
Alluvions récentes	—	—	< 1 %
Coliens	1 à 5,5 m	1,07 %	< 1 %
Dernière glaciation			
Marnes distales	3 à 12 m	1,57 %	22 %
Marnes médianes et proximales	1 à 11 m	1,77 %	10 %
Marnes proximales	1 à 5 m	1,85 %	0 %
Dépôts organo-glaciaires	1 à 4 m	—	12 %
Dépôts de contact glaciaire (sableux)	2 à 10 m	1,14 %	< 1 %
Complexes de moraines de De Geer	3 à 4,5 m	1,09 %	< 1 %
Till mince	< 1 m	1,32 %	20 %
Till épais	1 à 6 m	1,32 %	18 %
Pré-Quaternaire			
Fluviaux	—	—	< 1 %

Estimation de la quantité de carbonates à partir de la superficie ennoyée et l'épaisseur moyenne des dépôts meubles.

Type de dépôts	Surf. (%)	Ép. moy. (m)	Teneur CaCO ₃ (m)	Total CaCO ₃ (m)
Sédiments organiques	18%	2,5	—	—
Sédiments fluviaux	< 1	0,5	—	—
Sédiments coliens	< 1	4	$3,46 \times 10^{-2}$	$3,46 \times 10^{10}$
Sédiments distaux	20%	4	$2,78 \times 10^{-2}$	$2,78 \times 10^{10}$
Sédiments médians et proximaux	10%	4	$2,78 \times 10^{-2}$	$2,78 \times 10^{10}$
Sédiments fluvioglaciaires	13%	3	$1,61 \times 10^{-1}$	$1,61 \times 10^{10}$
Moraine de De Geer	< 1%	4	$8,70 \times 10^{-2}$	$8,70 \times 10^{10}$
Till épais (> 1 m)	18%	5	$3,09 \times 10^{-1}$	$3,10 \times 10^{10}$
Till mince (< 1 m)	20%	0,5	$3,42 \times 10^{-2}$	$3,43 \times 10^{10}$
Total	< 1%		$5,16 \times 10^{-1}$	$9,25 \times 10^{10}$



Localisation de la région étudiée, des principales sources de roches carbonatées et de certains éléments de la géomorphologie glaciaire en postglaciation régionale (modifiée de Hladky, 1982; Hladky et Dubé (eds), 1994 et Valérien, 1997, 1999).



Appendice C

Répartition spatiale, épaisseur et teneur en carbonates des dépôts superficiels

Secteur Eastmain-1, Baie James, Québec



BIBLIOGRAPHIE

Bakalowicz, M. 1977. «Études du degrés d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle». *Academy of science*, Paris, 284D, p. 2463-2466.

Barber, D. C., A. S. Dyke, C. Hillaire-Marcel, A. E. Jennings, J. T. Andrews, M. W. Kerewin, G. Bilodeau, R. McNeely, J. Southon, M.D. Morehead et J.-M. Gagnon. 1999. «Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes». *Nature*, vol. 400, p. 344-348.

Beaudry, L. M. et G. Prichonnet. 1991. «Late glacial De Geer morains with glaciofluvial sediment in the Chapais area, Québec (Canada)» *Boreas*, vol. 20, p. 377-394.

Beaudry, L. M. 1994. «The systems of minor moraines (De Geer type) associated to the Laurentide Ice Sheet, Québec, Canada. Genesis. Application to mineral prospection». Thèse de doctorat, Montréal, Université du Québec à Montréal et Chicoutimi, Université du Québec à Chicoutimi, 184 p.

Beaulieu-Audy, V. 2006. «Reconstitution paleoécologique et dynamique de la végétation actuelle de trois tourbières dans la région de la rivière La Grande, Québec, Canada». Mémoire de maîtrise, Montréal: Université du Québec à Montréal, 160 p.

Bell, R. 1879. *Report on an exploration of the east coast of Hudson's Bay*. Rapport progressif 1877-1878 C, Commission géologique du Canada, p. 1-13.

Bell, R. 1885. *Observations on the geology, zoology and botany of Hudson's Strait and Bay made in 1885*. Rapport annuel 1885, Commission géologique du Canada, 27 p.

Bell, R. 1896a. *Compte-rendu de l'exploration du bassin de la rivière Nottaway*. Rapport annuel 1895, vol. 8 (A), Commission géologique du Canada. p. 76-85

Bell, R. 1896b. «Proofs of the rising of the land around Hudson Bay». *American Journal of Science*, vol 4., no 1, p. 219-228.

Bell, R. 1897. *Evidences of northeasterly differential rising of the along the Bell River*. Bulletin de l'association américaine de géologie, vol. 8, p. 241-250.

Bell, R. 1900a. *Bassin de la rivière Nottaway*. Rapport annuel no 1070, Commission géologique du Canada., 12 p.

Bell, R. 1900b. *Rapport sur la géologie du bassin de la rivière Nottaway, accompagné d'une carte de la région*. Rapport annuel, vol. 8 (K), Commission géologique du Canada.

- Benn, D. I. et D. J. A. Evans. 1998. *Glaciers and glaciations*. London: Oxford University Press Inc., 734 p.
- Boggs Jr., S. 1995. «Sedimentary texture». Chap. in *Principles of sedimentology and stratigraphy*, 2^e edition, Englewood Cliffs: Prentice Hall College, p. 51-73.
- Bostock, H. S. 1972. «Subdivisions physiographiques du Canada». Chap. in *Géologie et ressources minérales du Canada, Partie A*, sous la dir. de R. J. W. Douglas, p. 12-34. Canada: Commission géologique du Canada.
- Bouchard, M. A. 1986. *Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie (Territoire-du-Nouveau-Québec)*. Canada : Direction générale de l'exploration géologique et minérale, 82 p.
- Boucher, R. 1999. «Dispersion glaciaire dans le bassin de la rivière La Grande; Baie-James, Québec». Mémoire de maîtrise, Montréal: Université du Québec à Montréal, 155 p.
- Boulton, G. S. 1986. «Push moraines and glacier contact fans in marine and terrestrial environments». *Sedimentology*, vol. 33, p. 677-698.
- Boulton, G. S. et C. D. Clark. 1990. «A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations». *Nature*, vol. 346, p. 813-817.
- Buffin-Bélanger, T., B. Hétu, M. Savard, G. Rousseau et P. Bibeau. 2007 «Stratigraphy, sedimentology and palaeohydrology of a boreal forest environment from alluvial deposits along the Eastmain River, Québec». Ottawa: Association canadienne pour l'étude du Quaternaire (CANQUA).
- Butler, J. N. 1982. *Carbon dioxide equilibria and their applications*. Addison-Wesley Publishing Company, Ontario: Don Mills, 259 p.
- Brousseau, D. 2005. «Caractérisation des dépôts quaternaires du bassin versant de la rivière La Grande». Mémoire de fin de baccalauréat (B. Sc.), Département de géographie, Montréal: Université du Québec à Montréal, 45 p.
- Carlson, A. E., P. U. Clark, G. M. Raisbeck et E. J. Brook. 2007. «Rapid Holocene deglaciation of the Labrador sector of the Laurentide ice sheet». *Journal of Climate*, vol. 20, p. 5126-5133.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller et A. S. Dyke. 2003. «Superlakes, megafloods and abrupt climate change». *Science*, vol. 301, p.922-923.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller et A. S. Dyke. 2004. «Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8 200 BP cold event». *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p. 389-407.

Craig, B. G. 1969. «Late glacial and postglacial history of the Hudson Bay region». *Earth Science Symposium on Hudson Bay, Canada*: Commission géologique du Canada. Rapport 68-53, p. 63-77.

Daigneault, R.-A. 1997. «Géologie du Quaternaire du nord du Nunavik, Québec». Thèse de doctorat, Montréal : Université de Montréal, 210 p.

Dallaire, P.-L. 2007. «The use of ground-penetrating radar (GPR) to characterize peat stratigraphy in three boreal peatlands, Eastmain region, James Bay, Québec». 8^e conférence internationale des étudiants et étudiantes de l'AUCEN en études nordiques, Saskatchewan: Université de la Saskatchewan.

D'Anglejan, B. 1982. «Patterns of recent sedimentation in the Eastmain estuary, prior to river cut-off». *Le Naturaliste canadien*, vol. 109, p. 363-374.

Dawson, A. G. 1996. *Ice age earth: Late Quaternary geology and climate*. Londre: Routledge, 293 p.

Dean Jr., W. E. 1974. «Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 44, n°1: 242-248.

De Geer, G. 1897. «Om rullstensasarnas bildningssat». *Geologiska Foreningens I Stockholm, Forhandlingar* 19, p. 366-388.

De Kimpe, C. R., G. A. Bourbeau et R. W. Baril. 1976. «Pedological aspects of till deposits in the province of Quebec». Chap. in *Glacial Till: An interdisciplinary study*, sous la dir. de R. F. Legget, no 12, p. 156-169, Canada: Publication spéciale de la Société Royale du Canada.

Dionne, J.-C. 1978a. «Le glacier en Jamésie et en Hudsonie, Québec subarctique». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 32, no1, p. 3-70.

Dionne, J.-C. 1978b. «Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 32, no 2, p. 119-144.

Dreimanis, A. 1962. «Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using chittick apparatus». *Journal of sedimentary petrology*, Vol. 32, no 3, p. 520-529.

Dreimanis, A. et U. J. Vagners. 1971. «Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills». Chap. In *Till: a symposium*, sous la dir. de R. P. Goldthwait, p. 237-250, Ohio: Columbus University press.

Dreimanis, A. 1976. «Tills: Their origin and properties». In *Glacial Till: An interdisciplinary study*, sous la dir. de R. F. Legget, no 12, p. 11-49, Canada: Publication spéciale de la Société Royale du Canada.

Dreimanis, A. et C. Schlüchter. 1985. «Field criteria for the recognition of till or tillite». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 51, p. 7-14.

Dyke, A. S. et V. K. Prest. 1987. «Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, n° 2, p. 237-263.

Dyke, A. S., J.-S. Vincent, J. T. Andrews, L. A. Dredge et W. R. Cowan. 1989. «L'inlandsis laurentidien : Introduction à la géologie quaternaire du Bouclier canadien». Chap. in *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, sous la dir. de R. J. Fulton, vol. 1, p. 188-202. Canada: Commission géologique du Canada.

Dyke, A. S., J. T. Andrews, P. U. Clark, J. H. England, G. H. Miller, J. Shaw et J. J. Veillette. 2002. «The Laurentide and Inuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum». *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 9-31.

Dyke, A. S., A. Moore et L. Robertson. 2003. «Deglaciation of North America». Dossier publique 1574, Canada: Commission géologique du Canada.

Dyke, A. S., D. Giroux. et L. Robertson. 2004. «Paleovegetation maps, Northern North America 18 000 to 1000 BP». Dossier publique 4682, Canada: Commission géologique du Canada.

Dyke, A. S. 2004. «An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada». Chap. in *Quaternary Glaciation – Extent and Chronology, part II*, sous la dir. de J. Ehlers et P. L. Gifford, *Developments in Quaternary Science*, vol. 2b, p. 373-424. Amsterdam: Elsevier Science.

Dyke, A. S., L. A. Dredge et D. A. Hodgson. 2005. «North american deglacial marine – and lake – limit surfaces». *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 59, no 2-3, p.155-185.

Eade, K. E. 1966. *Fort George river and Kaniapiskau river (west half) map-areas, New Québec*. Canada: Commission géologique du Canada, Mémoire 339, 84 p.

Eakins, P. R., T. Hashimoto et E. H. Carleson. 1968. *Région de Grand-Détour – lacs Villages, Territoire de Mistassini et Nouveau-Québec*, Québec: Ministère des richesses naturelles du Québec, Rapport géologique no 136, 42 p.

Elson, J. A. 1957. *Origin of washboard moraines*, Bulletin of the Geological Society of America, vol. 68, rapport no 1721.

Fernlund, J. M. R. 1994. «Tills and non-till diamictons in glacial sequences». Chap. in *Formation and deformation of glacial deposits*, sous la dir. de W. P. Warren et D. G. Croot, p. 29-37, Rotterdam / Brookfield: A. A. Balkema.

Filion, L., D. Saint-Laurent, M. Despons et S. Payette. 1991. «The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 1, no 3, p. 201-208.

- Folk, R. L. et Ward, W. C. 1957. «Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 27, p. 3-26.
- Ford, D. et P. Williams. 2007. «Dissolution: Chemical and kinetic behaviour of the karst rocks», Chap. in *Karst Hydrogeology and geomorphology*, p. 39 à 76 England : John Wiley and sons Ltd.
- Franconi, A. 1978. *La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure*. Rapport géologique final, Ministère des Richesses Naturelles, Québec, MM 82-05.
- Franconi, A. 1982. *Région de la Gorge Prosper*. Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale de la recherche géologique, MM 82-02, 59 p.
- Gorham, E., L. Clarence, A. S. Dyke, J. Janssens et L. Dyke. 2007. «Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America». *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, p. 300-311.
- Hardy, L. 1976. «Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie James». Thèse de doctorat, Montréal: Université McGill, 264 p.
- Hardy, L. 1977. «La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la Baie James». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p. 261-273.
- Hardy, L. 1982a. «La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, no 1-2, p. 51-61.
- Hardy, L. 1982b. «Le Wisconsinien supérieur à l'Est de la Baie James (Québec)». *Le Naturaliste canadien*, vol. 109, p. 333-351.
- Heiri, O., A. F. Lotter et G. Lemcke, 1999. «Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results». *Journal of Palaeolimnology*, vol. 25, p. 101-110.
- Hélie, J.-F., C. Hillaire-Marcel et B. Rondeau. 2002. «Seasonal changes in the sources and fluxes of dissolved inorganic carbon through the St. Lawrence River – isotopic and chemical constraint». *Chemical geology*, vol. 186, p. 117-138.
- Hillaire-Marcel, C. 1976. «La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la Baie d'Hudson». *Cahiers de géographie de Québec*, vol. 20, no 50, p. 185-220.
- Hillaire-Marcel, C. et J.-S. Vincent. 1980. *Stratigraphie de l'Holocène et l'évolution des lignes de rivage au sud-est de la baie d'Hudson, Canada*. Montréal : Paléo-Québec, Laboratoire d'Archéologie de l'Université Du Québec à Montréal, no 11, 165 p.

Hillaire-Marcel, C. 1980. «Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considérations paléocéologiques», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 34, no 1, p. 3-59.

Hillaire-Marcel, C., S. Occhietti et J.-S. Vincent. 1981. «Sakami moraine, Québec: A 500 km long moraine without climatic control». *Geology*, vol. 9, p. 210-214.

Hoey, T. B. 2004. «The size of sedimentary particles», Chap. in *A practical guide to the study of glacial sediments*, sous la dir. de D. J. A. Evans et D. I. Benn, p. 54-77. London: Oxford University Press.

Lalonde, A. en cours. «Greenhouse gas production by a young hydroelectric reservoir (Northern Quebec) – A carbon isotope approach». Mémoire de maîtrise, Montréal: Université du Québec à Montréal.

Laverdière, C. 1969. «Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Temiscamingue au Nouveau-Québec». *La Revue de Géographie de Montréal*. Vol. 23, no 3, p. 233-246.

Laverdière, C., P. Guimont et J.-C. Dionne. 1985. «Les formes et les marques de l'érosion glaciaire du plancher rocheux: Sgnification, terminologie, illustration». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 51, p. 365-387.

Lee, H. A., E. Eade et W. W. Heywood. 1960. «Surficial geology, Sakami Lake (Fort-George – Great Whale area) New Quebec». Carte 52-1959, Canada: Commission géologique du Canada.

Low, A. P. 1885. *Report of the Mistassini expedition 1884-85*. Commission géologique du Canada, 55 p.

Low, A. P. 1889. *Rapport sur l'exploration de la Baie James et du pays situé à l'est de la Baie d'Hudson et arrosé par la Grande Rivière, la Grande Rivière de la Baleine et la rivière à l'Eau-Claire, 1887-1888*. Rapport annuel, 3 (2-J), Commission géologique du Canada, 105 p.

Low, A. P. 1900. *Report on an exploration on part of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholm to the south end of James Bay*. Rapport annuel 1900, 13 (D), Commission géologique du Canada, 84 p.

Low, A. P. 1906. Rapport géologique sur la région minière de Chibougamau dans la partie septentrionale de la province de Québec. Rapport no 955, Commission géologique du Canada, 57 p.

Low, A. P. 1912. James Bay. Bureau des mines de l'Ontario, vol. 2, no 2, p. 180-191.

Lubinsky, I. 1980. *Marine bivalve molluscs of the Canadian central and eastern Arctic: faunal composition and zoogeography*. Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Science, Ottawa: Departement of Fisheries and Oceans, Bulletin no 207, 111 p.

- Martineau, G. 2002. *L'observation des micromarques de l'érosion glaciaire – Un outil pour définir l'écoulement glaciaire*. Québec: SIGÉOM, Rapport ET 2002-01, 13 p.
- Mathez, E. A. et J. D. Webster. 2004. *The Earth Machine: the science of a dynamic planet*. New York: Columbia University Press, 335 p.
- Meybeck, M. 1987. «Global weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads». *American journal of science*, vol. 287, p. 401-428.
- Muller, E. H. 1983. «Till genesis and the glacier sole». Chap. In *Tills and related deposits: Genesis, petrology, application, stratigraphy*, sous la dir. de E. B. Evenson, C. Schlüchter et J. Rabassa, p. 19-22, Rotterdam: A. A. Balkema.
- Pagé, P. 1999. *Les grandes glaciations : l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord*. 2^e édition, Montréal : Université du Québec à Montréal, Guérin, 492 p.
- Paradis, S. J. et E. Boivert. 1995. «Séquence des écoulements glaciaires dans le secteur de Chibougamau – Némiscau, Québec», *Recherches en cours 1995-C*, Canada: Commission géologique du Canada, p. 259-264.
- Parent, M., 1990. «Éléments de la géologie quaternaire appliqués à la prospection minérale». Chap. In *Application de la géologie du Quaternaire à l'exploration minérale*. Cours intensif, Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, Sainte-Foy, mars 1990, p. 1-57.
- Parent, M., S. J. Paradis et E. Boivert. 1995. «Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet», *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, p. 2057-2070.
- Payette S. et L. Rochefort. 2001 *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec: Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Pelletier, L., T. R. Moore, N. T. Roulet, M. Garneau et V. Beaulieu-Audy. 2007. «Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada». *Journal of geophysical research*, vol. 112, p. 1-12.
- Prest, V. K., D. G. Grant et V. N. Rampton. 1968. «Glacial map of Canada». Carte 1253A, 1 : 5 000 000, Canada: Commission géologique du Canada.
- Prest, V. K. 1970. «Quaternary geology of Canada» Chap. in *Geology and economic minerals of Canada*, sous la dir. de R. D. W. Douglas, Rapport 1, 5^{ième} édition, p. 677-764, Canada: Commission géologique du Canada.

Québec, la commission Hydroélectrique de. 1972. *Baie James, Aménagement de la rivière Eastmain, Géologie*, vol. 5. Montréal: Asselin, Benoît, Boucher, Ducharme, Lapointe, Ingénieurs-Conseil.

Québec, ministère des Ressources Naturelles, 1994. *Géologie du Québec*, sous la dir. De M. Hocq et C. Dubé, Québec : Les Publications du Québec, 154 p.

Québec, ministère des Ressources Naturelles, 2002. «Carte géologique du Québec». DV 2002-06, échelle 1: 2 000 000.

Roche Ltée. 1991 . *Géomorphologie: Aménagement hydroélectrique d'Eastmain I, Étude d'impact avant-projet sur l'environnement*, Montréal: Hydro-Québec, Rapport sectoriel no 3, 30 p.

Ruddiman, W. F. 2003. «The Anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago.» *Climatic Change*, vol. 61, p. 261-293.

Scott, J. S. 1976. «Geology of Canadian tills», Chap. in *Glacial Till: An interdisciplinary study*, sous la dir. de R. F. Legget, , no 12, p. 50-66, Canada: Publications spéciales de la Société Royale du Canada.

Shaw, G. 1944. «Moraines of the Pleistocene ice front near James Bay, Quebec». Canada: Publications de la Société Royale du Canada, vol. 38, no 4, p.79-85.

Sheldrick, B.H. 1984. *Analytical methods manual*. Land Resource Research Institute, Ottawa, Ontario: Agriculture Canada, Contribution no 84-30.

Shilts, W. W. 1982. «Quaternary evolution of the Hudson / James Bay region», *Le Naturaliste canadien*, vol. 109, p. 309-332.

Smith, N.D. et G. M. Ashley, 1985. «Proglacial lacustrine environments», Chap. In *Glacial Sedimentary Environments*, sous la dir. de G.M. Ashley, J. Shaw et N. D. Smith, SEPM short course no 16, p. 135-215.

Tchakerian, V. P. 1999. «Dune palaeoenvironments», Chap. in *Aeolian environments, sediments and landforms*, sous la dir. de A. S. Goudie, I. Livingstone et S. Stokes, Angleterre: John Wiley and sons ltd., p. 260-292.

Telmer, K. et J. Veizer. 1999. «Carbon fluxes, $p\text{CO}_2$ and substrate weathering in a large northern river basin, Canada: carbon isotope perspectives». *Chemical geology*, vol. 159, p. 61-86.

Tremblay, A., M. Garneau, L. Varfalvy et C. Rohem. 2005. *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*. Berlin, Allemagne: Springer, 732 p.

Trenhaile, A. S. 2004. *Geomorphology: a canadian perspective*, 2^e édition, Ontario: Oxford University press inc., 440 p.

van Bellen, S. en cours. «The link between fire history and carbon accumulation during the Holocene in three ombrotrophic bogs in the James Bay region, Quebec, Canada». Thèse de doctorat, Montréal: Université du Québec à Montréal.

Veillette, J. J. 1994. «Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway». *Quaternary Science Reviews*, vol. 13, p 945-971.

Veillette, J. J. 1995. «New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec». *Current Research 1995-C*; Canada: Commission géologique du Canada, p. 249-258.

Veillette, J. J. 1997. «Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la Baie James». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, no 2, p. 141-161.

Veillette, J. J., A. S. Dyke et M. Roy. 1999. «Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet : a review, with new evidence from northern Quebec». *Quaternary Science Reviews*, vol. 18, p. 993-1019.

Veillette, J. J. 2004. «Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts north of the St.Lawrence river valley, Quebec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 58, no 2-3, p.187-216.

Vincent, J.-S., 1977. *Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande rivière, Québec*. Canada: Commission Géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.

Vincent, J.-S. et L. Hardy. 1977. «L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p. 357-372.

Vincent, J.-S. et L. Hardy. 1979. *The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario*. Canada: Commission géologique du Canada, Bulletin 316, 18 p.

Vincent, J.-S. 1985a. «Géologie des formations en surface, Radisson, Québec». Carte 1591A, Échelle 1 :100 000. Canada: Commission géologique du Canada.

Vincent, J.-S. 1985b. «Géologie des formations en surface, Chisasibi, Québec». Carte 1592A, Échelle 1 : 100 000. Canada: Commission géologique du Canada.

Vincent, J.-S. 1989. «Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien» Chap. in *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, sous la direction de R. J. Fulton, Canada: Commission géologique du Canada, vol. 1, p. 266-295.

Zilliacus, H., 1989. «Genesis of De Geer moraines in Finland». *Sedimentary Geology*, vol. 62, p. 309-317.